

QE  
1  
.L923  
v.18  
1963

NUNC COGNOSCO EX PARTE



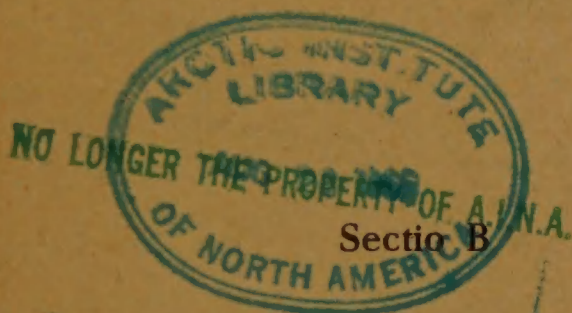
TRENT UNIVERSITY  
LIBRARY

PRESENTED BY  
**Arctic Institute**  
of  
**North America**

# ANNALES

## UNIVERSITATIS

### MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA



Geographia, Geologia  
Mineralogia et Petrographia

Vol. XVIII



1963

LUBLIN  
NAKŁADEM UNIWERSYTETU MARII CURIE-SKŁODOWSKIEJ  
1965



ANNALES  
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA  
LUBLIN — POLONIA

VOL. XV

SECTIO B

1960

- 
1. B. Dobrzański: A Study of the Soils Formed from Shallow Pseudoloess in the Lublin Upland.  
O glebach wytworzonych z płytkich rzekomych lessów okolic Lublina.
  2. S. Uziak: Clay Minerals in Soils Formed from Loess.  
Minerały ilaste w glebach wytworzonych z lessów.
  3. J. Butrym: A Study on the Morphology of the Quartz Grains in the Consistence of Loess.  
Badania nad morfologią ziarn kwarcowych w utworach lessowych.
  4. G. Chmielowiec: Calcareous Concretions in the Loess of Poland.  
Wapienne konkrety w lessach występujących na obszarze Polski.
  5. S. Nakonieczny: Sols fossiles dans les loess du Plateau de Lublin.  
Gleby kopalne w lessach Wyżyny Lubelskiej.
  6. A. Malicki: The Stratigraphic Value of the Loess Profile in Pikulice (near Przemyśl).  
Stratygraficzne znaczenie lessowego profilu w Pikulicach k. Przemyśla.
  7. J. Cegła: A Study of Silt Formations in the Carpathian Basins.  
Z badań nad utworami pyłowymi kotlin karpackich.
  8. H. Maruszczak: Le relief des terrains de loess sur le Plateau de Lublin.  
Rzeźba obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej.
  9. A. Kęsik: Vallées des terrains loessiques de la partie Ouest du Plateau de Nałęczów.  
Formy dolinne obszarów lessowych zachodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego.
  10. J. Buraczyński: Les vallées de loess du Roztocze Occidental.  
Formy dolinne lessowego Roztocza Zachodniego.
  11. K. Wojciechowski: Hydrographical Characteristics of the Loess Area Near Grabowiec.  
Hydrograficzna charakterystyka lessowego obszaru okolic Grabowca.
  12. K. Karczmarz: The Bryological Characteristics of the Polish Loess Area.  
Bryologiczna charakterystyka lessów w Polsce.
  13. J. Gurba: Neolithic Settlements on the Lublin Loess Upland.  
Neolityczne osadnictwo na obszarach lessowych Wyżyny Lubelskiej.



# ANNALES

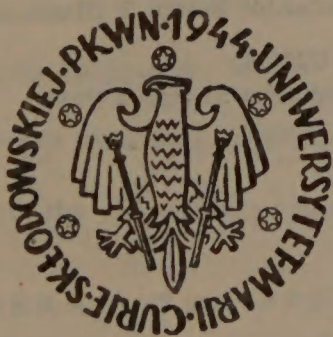
## UNIVERSITATIS

### MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA

Sectio B

Geographia, Geologia  
Mineralogia et Petrographia

Vol. XVIII



1963

LUBLIN  
NAKŁADEM UNIWERSYTETU MARII CURIE-SKŁODOWSKIEJ  
1965

QE1

h923

v. 18

1963

## KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor Naczelny — Prof. dr Grzegorz L. Seidler

Dr Adam Bielecki, Prof. UMCS

— Redaktor Sekcji A (Mathematica)

Dr Włodzimierz Hubicki, Prof. UMCS

— Redaktor Sekcji AA (Physica et Chemia)

Dr Adam Malicki, Prof. UMCS

— Redaktor Sekcji B (Geographia, Geologia etc.)

Dr Konstanty Strawiński, Prof. UMCS

— Redaktor Sekcji C (Biologia)

Dr Stanisław Grzycki, Prof. Akad. Med. w Lublinie

— Redaktor Sekcji D (Medicina)

Dr Zdzisław Finik, Prof. WSR w Lublinie

— Redaktor Sekcji DD (Medicina Veterinaria)

Dr Bohdan Dobrzański, Prof. WSR w Lublinie

— Redaktor Sekcji E (Agricultura)

Dr Juliusz Willaume, Prof. UMCS

— Redaktor Sekcji F (Humaniora)

Dr Grzegorz L. Seidler, Prof. UMCS

— Redaktor Sekcji G (Ius)



SPIS TREŚCI  
СОДЕРЖАНИЕ  
TABLE OF CONTENTS

1. Czesław PACHUCKI

Fauna amonitów z dolnego bononu i górnego kimerydu Bełchatowa i Tuszyna . . . . .	1
Фауна аммонитов из нижнего бонона и верхнего кимерида в окрестностях Белхатова и Тушина . . . . .	19
Die Ammoniten-Fauna des unteren Bononiens (Bonebeds) und des oberen Kimmeridge in Bełchatow und Tuszyn . . . . .	20

2. Stanisław UZIĄK

Rzekome rędziny jurajskie Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej	23
Мнимые рендзины юрской Краковско-Ченстоховской возвышенности . . . . .	29
Jurassic 'Pseudorendzinas of the Kraków-Częstochowa Upland . . . . .	30

3. Józef POMIAŃ

Wpływ rzeźby terenu na występowanie rędzin fliszowych . . . . .	31
Влияние рельефа местности на образование флишевых рендзин	64
The Influence of Field Relief on Flysch Rendzinas . . . . .	66

4. Jerzy CEGŁA

Porównanie utworów pyłowych kotlin karpackich z lessami Polski . . . . .	69
Сравнение карпатских пылевых образований с лессами Польши . . . . .	111
On the Origin of the Quaternary Silts in the Carpathian Mountains . . . . .	114

5. Aniela CHAŁUBIŃSKA i Ewa PRZESMYCKA

Wskaźnik urzeźbienia województwa lubelskiego . . . . .	117
Показатель расчлененности Люблинского воеводства . . . . .	122
Indice de relief de la voïvodie de Lublin . . . . .	123

6. Andrzej HENKIEL, Kazimierz PEKALA

Z geomorfologii doliny Stupnicy . . . . .	127
К вопросу о геоморфологии долины Ступницы . . . . .	137
Géomorphologie de la vallée de la Stupnica . . . . .	138

## 7. Stefan NAKONIECZNY

Rzeźba krasowa podłoża torfowiska Dubeczno . . . . .	141
Карстовый рельеф основания торфяника „Дубечно” . . . . .	153
The Karst Relief of Dubeczno Peat Substratum . . . . .	155

## 8. Andrzej KĘSIK

Kras okolic Radlina . . . . .	157
Карст в окрестностях Радлина . . . . .	165
Karst Phenomena in the Environs of Radlin . . . . .	167

## 9. Marian HARASIMIUK

Opoka odwapniona w Lechówce koło Rejowca . . . . .	169
Декальцинационная опока в Леховке в окрестностях Реёвца . . . . .	176
Decalcified „Opoka” in Lechówka near Rejowiec . . . . .	176

## 10. Leontyna BARWIŃSKA

Kartogram a mapa gęstości zaludnienia . . . . .	179
Картограмма и карта плотности населения . . . . .	221
Density Population in a Choropleth Map (Cartogram) and a Geographical Map . . . . .	224

## 11. Elżbieta REDEROWA

Źródła Bystrzycy Lubelskiej . . . . .	229
Источники Люблинской Быстрицы . . . . .	245
The Sources of the River Bystrzyca in the Lublin Province . . . . .	246

## 12. Krzysztof WOJCIECHOWSKI

Niedobory i nadwyżki wodne w województwie lubelskim . . . . .	249
Излишки и дефициты воды в Люблинском воеводстве . . . . .	262
Water Deficits and Surpluses in the Lublin Voivodship . . . . .	263

## 13. Bronisława SZALKIEWICZÓWNA

Zmiany równowagi hydrodynamicznej zwierciadła wód podziemnych w strefie krawędzi morfologicznej (przykład z Wyżyny Lubelskiej) . . . . .	265
Изменения гидродинамического равновесия уровня подземных вод в зоне краевого морфологического уступа (по материалу с территории Люблинской возвышенности) . . . . .	272
Changements de l'équilibre hydrodynamique de la nappe d'eaux souterraines dans une zone de rebord morphologique (exemple pris du Plateau de Lublin) . . . . .	273

## 14. Elżbieta DUSZYŃSKA

Zmiany hydrograficzne w dolinie Poru . . . . .	275
Гидрографические изменения в долине Пора . . . . .	285
Hydrographical Changes in the Por Valley . . . . .	286



ANNALES  
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA  
LUBLIN — POLONIA

VOL. XVIII, 1

SECTIO B

1963

Z Zakładu Geologii UMCS  
Kierownik: prof. dr Czesław Pachucki

Czesław PACHUCKI

**Fauna amonitów z dolnego bononu i górnego kimerydu  
Bełchatowa i Tuszyna**

**Фауна аммонитов из нижнего бонона и верхнего кимерида  
в окрестностях Белхатова и Тушина**

**Die Ammoniten-Fauna des unteren Bononiens (Bonebeds)  
und des oberen Kimmeridge in Bełchatow und Tuszyn**

Materiał do pracy został mi przekazany przez Państwowe Przedsiębiorstwo Poszukiwań Naftowych w Krakowie. Pochodzi on z trzech wierceń, oznaczonych jako: Bełchatów V, Tuszyn II i Tuszyn V.

Miejscowość Bełchatów położona jest 45 km na południe od Łodzi, zaś Tuszyn odległy jest o 30 km w kierunku NNE od Bełchatowa. W okolicy obu wymienionych miejscowości występuje pod kredą górna jura — piętro bononu i kimerydu. Petrograficznie bonon wykształcony jest w postaci ciemnych, wapnistych iłowców, kimeryd ma postać ciemnych, marglistych mułowców z dużą zawartością łuseczek miki oraz szarych margli i zielonawo-żółtawego zbitego wapienia. Te okolicie odległe są o około 20 km na W i NW od terenu dawniejszych badań nad skałami jurajskimi. Mianowicie jurajskie utwory okolic Tomaszowa Mazowieckiego, Sulejowa i Stobnicy były dotychczas opracowane przez: J. Michalskiego w 1890 roku, przez J. Lewińskiego w 1923 r., E. Passendorfera w 1926 i 1934 r., a ostatnio przez W. Barczyka i J. Kutka w 1961 r.

W wymienionych badaniach pominięto jednak wśród fauny amonitów niektóre formy, a przede wszystkim formy z rodz. *Oppeliacaea*, które nie zostały dotąd opisane. Ten fakt tłumaczy podjęcie niniejszego opracowania fauny amonitów okolic Bełchatowa i Tuszyna, jako przy-



czynek do pogłębienia naszej znajomości jury występującej na obszarze Polski.

Za udostępnienie mi materiału oraz za wyrażenie zgody na opublikowanie wyników wyrażam podziękowanie Kierownictwu Państwowego Przedsiębiorstwa Poszukiwań Naftowych, a przede wszystkim głównemu geologowi tego przedsiębiorstwa Dr inż. J. Kruczkowi.

#### OPIS FAUNY AMONITÓW

Rodzaj: *Aspidoceras* Zittel 1868

*Aspidoceras longispinum* (Sowerby)  
tabl. I, fig. 1

1842. *Amonites longispinus* — Sowerby, s. 524, tabl. 501, fig. 3—4  
1873. *Aspidoceras longispinum* — Neumayr, 196, tabl. 42, fig. 1a—c  
1886. *Aspidoceras longispinum* — Pavlov, s. 9, tabl. 1, fig. 2a—c,  
3 a—b

1926. *Aspidoceras longispinum* — Premik, s. 326, tabl. 13, fig. 2—3

1930. *Aspidoceras longispinum* — Panow, s. 34, fig. 1—5

1962. *Aspidoceras longispinum* — Wilczyński, s. 82, tabl. IX, fig. 1.

Miałem do dyspozycji dwa odłamki tego gatunku —  $\frac{1}{4}$  i  $\frac{1}{6}$  skrętu. Wysokość skrętu jednego egzemplarza wynosi 35 mm, a drugiego 30 mm. Ze względu na fragmentaryczność tych okazów nie jest możliwe podanie wymiarów, jak to się stosuje przy opisach amonitów.

Wymieniony gatunek na dostępnych mi odłamkach posiada na bokach skrętu dwa rzędy guzków. Jeden rząd guzków znajduje się na brzegu skrętu w strefie pępkowej, a drugi rząd na środku boku skrętu. Ilość guzków jest większa w strefie pępkowej niż na boku skrętu. Skorupa jest gładka, bez żeber.

Jeden z okazów pochodzi z wiercenia Tuszyn II z głębokości 946,5—952,8 m. Drugi okaz pochodzi z wiercenia Tuszyn V (głębokość 1194—1202 m) z warstw zaliczanych do kimerydu.

*Physodoceras*, sp. ind. aff. *liparum* (Oppel)  
tabl. I, fig. 2

1958. *Physodoceras liparum* Lupnov, Osnovy Paleontol., s. 91,  
tabl. 38, fig. 9.

W dostarczonym mi materiale znalazłem jeden odłamek skrętu. Na skorupie widoczne są prążki, które umożliwiają zaliczenie jej do rodzaju *Physodoceras*. Mały fragment skrętu nie nadaje się do



określenia gatunku, ale z urzeźbienia i wypukłości powierzchni skrętu wykazuje podobieństwo do gatunku *liparum*, to też zaliczam ją do tej grupy. Kilka gatunków tego rodzaju występuje w górnym kimerydzie zarówno nad Wołgą, jak też i w zachodniej Europie.

Fragment skorupy został stwierdzony w rdzeniu wiertniczym pochodzącym z otworu Bełchatów V na głębokości 792—798 m w warstwie zaliczanej do kimerydu górnego.

*Hybonoticer* Breitstroffer 1947

Generotyp: *Ammonites hybonotus* Oppel 1863

Neumayr w 1878 r. użył nazwy „*Waagenia*” dla określenia tego rodzaju.

W 1947 r. Breistroffer zamienił wcześniejszą nazwę na „*Hybonoticer*” od miana gatunku *hybonotus* (hybos = guzkowaty), ponieważ skorupy tego rodzaju są mocno guzkowate.

*Hybonoticer* cf. *pressulum* (Neumayr)

tabl. I, fig. 6

1873. *Aspidoceras pressulum* nov. sp. — Neumayr, *Asp. acanticus*, s. 201, tabl. 37, fig. 2—3
1878. *Aspidoceras verestoicum* nov. sp. — Herbich, *Szeklerland*, s. 181, tabl. 14—15, fig. 4
1931. *Waagenia verestoica* — Herbich—Kehrer, *Amstetten*, s. 6
1931. *Pseudowaagenia pressula*, Neumayr sp. — Spath, *Kachh*, s. 644
1959. *Hybonoticer pressulum* (Neumayr) — Berckhemer u. Hölder, *Oberen Weiss. Jura Suldd.* s. 20, tabl. 1, fig. 1, tabl. 2, fig. 6, 7. Abb. 2.

Odcisk odłamka  $\frac{1}{6}$  skrętu wykazuje podobieństwo do tego gatunku, podanego przez Berckhemera i Höldera na s. 21. Forma ewolutna o gładkich, niezeberkowych bokach skrętu. Pępkowa ścianka stroma. W strefie pępkowej na brzegach skrętów występują podłużne guzki, zanikające na środku boku. Na zewnętrznej stronie skręty są gładkie.

Odcisk wydobyty wierceniem z głębokości 785—792 m (Bełchatów V) z warstwy zaliczanej do kimerydu górnego. W jurze połudn.-zachodn. Niemiec gatunek ten występuje w tzw. warstwie „*subeumela*”, co odpowiada górnemu kimerydowi.

czynek do pogłębienia naszej znajomości jury występującej na obszarze Polski.

Za udostępnienie mi materiału oraz za wyrażenie zgody na opublikowanie wyników wyrażam podziękowanie Kierownictwu Państwowego Przedsiębiorstwa Poszukiwań Naftowych, a przede wszystkim głównemu geologowi tego przedsiębiorstwa Dr inż. J. Kruczkowi.

#### OPIS FAUNY AMONITÓW

Rodzaj: *Aspidoceras* Zittel 1868

*Aspidoceras longispinum* (Sowerby)

tabl. I, fig. 1

1842. *Amonites longispinus* — Sowerby, s. 524, tabl. 501, fig. 3—4  
 1873. *Aspidoceras longispinum* — Neumayr, 196, tabl. 42, fig. 1a—c  
 1886. *Aspidoceras longispinum* — Pavlov, s. 9, tabl. 1, fig. 2a—c,  
 3 a—b  
 1926. *Aspidoceras longispinum* — Premik, s. 326, tabl. 13, fig. 2—3  
 1930. *Aspidoceras longispinum* — Panow, s. 34, fig. 1—5  
 1962. *Aspidoceras longispinum* — Wilczyński, s. 82, tabl. IX, fig. 1.

Miałem do dyspozycji dwa odłamki tego gatunku —  $\frac{1}{4}$  i  $\frac{1}{6}$  skrętu. Wysokość skrętu jednego egzemplarza wynosi 35 mm, a drugiego 30 mm. Ze względu na fragmentaryczność tych okazów nie jest możliwe podanie wymiarów, jak to się stosuje przy opisach amonitów.

Wymieniony gatunek na dostępnych mi odłamekach posiada na bokach skrętu dwa rzędy guzków. Jeden rząd guzków znajduje się na brzegu skrętu w strefie pępkowej, a drugi rząd na środku boku skrętu. Ilość guzków jest większa w strefie pępkowej niż na boku skrętu. Skorupa jest gładka, bez żeber.

Jeden z okazów pochodzi z wiercenia Tuszyn II z głębokości 946,5—952,8 m. Drugi okaz pochodzi z wiercenia Tuszyn V (głębokość 1194—1202 m) z warstw zaliczanych do kimerydu.

*Physodoceras*, sp. ind. aff. *liparum* (Oppel)

tabl. I, fig. 2

1958. *Physodoceras liparum* Lupnov, Osnovy Paleontol., s. 91, tabl. 38, fig. 9.

W dostarczonym mi materiale znalazłem jeden odłamek skrętu. Na skorupie widoczne są prążki, które umożliwiają zaliczenie jej do rodzaju *Physodoceras*. Mały fragment skrętu nie nadaje się do



określenia gatunku, ale z urzeźbienia i wypukłości powierzchni skrętu wykazuje podobieństwo do gatunku *liparum*, to też zaliczam ją do tej grupy. Kilka gatunków tego rodzaju występuje w górnym kimerydzie zarówno nad Wołgą, jak też i w zachodniej Europie.

Fragment skorupy został stwierdzony w rdzeniu wiertniczym pochodzącym z otworu Bełchatów V na głębokości 792—798 m w warstwie zaliczanej do kimerydu górnego.

### *Hybonoticeras* Breitstroffer 1947

Generotyp: *Ammonites hybonotus* Oppel 1863

Neumayr w 1878 r. użył nazwy „*Waagenia*” dla określenia tego rodzaju.

W 1947 r. Breistroffer zamienił wcześniejszą nazwę na „*Hybonoticeras*” od miana gatunku *hybonotus* (hybos = guzkowaty), ponieważ skorupy tego rodzaju są mocno guzkowate.

### *Hybonoticeras* cf. *pressulum* (Neumayr)

tabl. I, fig. 6

- 1873. *Aspidoceras pressulum* nov. sp. — Neumayr, *Asp. acanticus*, s. 201, tabl. 37, fig. 2—3
- 1878. *Aspidoceras verestoicum* nov. sp. — Herbach, *Szeklerland*, s. 181, tabl. 14—15, fig. 4
- 1931. *Waagenia verestoica* — Herbach—Kehrer, *Amstetten*, s. 6
- 1931. *Pseudowaagenia pressula*, Neumayr sp. — Spath, *Kachh*, s. 644
- 1959. *Hybonoticeras pressulum* (Neumayr) — Berckhemer u. Hölder, *Oberen Weiss. Jura Suldd.* s. 20, tabl. 1, fig. 1, tabl. 2, fig. 6, 7. Abb. 2.

Odcisk odłamka  $\frac{1}{6}$  skrętu wykazuje podobieństwo do tego gatunku, podanego przez Berckhemera i Höldera na s. 21. Forma ewolutna o gładkich, niezeberkowych bokach skrętu. Pępkowa ścianka stroma. W strefie pępkowej na brzegach skrętów występują podłużne guzki, zanikające na środku boku. Na zewnętrznej stronie skręty są gładkie.

Odcisk wydobyty wierceniem z głębokości 785—792 m (Bełchatów V) z warstwy zaliczanej do kimerydu górnego. W jurze połudn.-zachodn. Niemiec gatunek ten występuje w tzw. warstwie „*subeumela*”, co odpowiada górnemu kimerydowi.

*Hybonoticeras aff. beckeri harpehorum* (Neumayr)

tabl. I, fig. 3, 4, 5

1873. *Aspidoceras harpehorum* Neumayr. *Amm. acanticus*, s. 203, tabl. 39, fig. 4—5
1879. *Waagenia harpehora*, Neumayr — Fontannes. *Amm. Crusol.* s. 85, tabl. 12, fig. 2
1915. *Waagenia harpehora*, Neum. — Schneid. Frank. Alb. s. 126, tabl. 6, fig. 13
1959. *Hybonoticeras beckeri harpehorum* (Neum.) — Berckh. u. Hölder, s. 28, tab. 4, fig. 14, 16

Trzy spłaszczone odłamki przypominają swym urzeźbieniem ten gatunek, opisany przez Berckhemera i Höldera na str. 29, tabl. 4, fig. 14 i 16. Są to formy średnio ewolutne. Skręty żeberkowane z guzkami na brzegu przy pępku i na stronie zewnętrznej. Każde żeberko po stronie marginalnej kończy się guzkiem, albo pewnym zgrubieniem. Odłamki spłaszczone w rdzeniach wiertniczych nie dają się odpreparować, stąd też nie można zbadać strony syfonalnej. Po stronie syfonalnej powinna przebiegać podłużna bruzda, zaopatrzona z obu stron w drobne guzki.

Opisane okazy pochodzą z wierceń: Bełchatów V z głębokości 771—778 m, na której występuje dolny bonon.

Wymiary okazów są następujące:	I egz.	II egz.
średnica	56 mm	55 mm
średnica skrętu	24 mm	26 mm
średnica pępka	18 mm	—

*Hybonoticeras nov. sp. aff. mundulum striatulum* Berckh.

u. Hölder.

tabl. I, fig. 8

1959. *Hybonoticeras mundulum striatulum*, Berckhemer u. Hölder. Ob. Weiss. Jura Südd. s. 36, tabl. 5, fig. 20, 21.

Jestem w posiadaniu  $1\frac{1}{2}$  skrętu *Hybonoticeras* nowego gatunku. Forma ewolutna. Skręty płaskie. Na bokach skrętów przebiegają prążki wychylone łukiem ku tyłowi. Po stronie syfonalnej wykształcone są ząbki-kolce.

Opisywany egzemplarz różni się od *Hybonoticeras mundulum striatulum* urzeźbieniem. U *Hybonoticeras mundulum* występują wyraźne żeberka, a większe kolce po stronie syfonalnej są rzadsze. Nasz okaz posiada gęsto rozmieszczone ząbki o trójkątnym kształcie, które przypominają ząbki u piły.



Okaz znaleziony w Bełchatowie na głębokości 785—792 m, w warstwie odpowiadającej górnemu kimerydowi:

wysokość skrętu wynosi 14 mm  
średnica pępka około 15 mm

*Hybonoticerias* nov. sp. ind.

tabl. I, fig. 9

$\frac{1}{3}$  skrętu z Tuszyna. Na bokach zamiast żeberk widoczne liczne wygięte łukiem prążki. Prążki te, na stronie marginalnej, kończą się płaskimi guzkami. Kile po syfonalnej stronie ząbkowane w drobne, jednakowej wielkości wyrostki.

Okaz wydobyty został z otworu Tuszyn V na głębokości 1181,4—1188,4 m z warstwy szarego, zbitego wapienia, zaliczanego do kimerydu.

*Hybonoticerias mundulum* (Oppel)

tabl. I, fig. 7

1958. *Hybonoticerias mundulum* (Oppel) — Hölder u. Ziegler, Malm Ardèch. s. 197, tabl. 20, fig. 1—5.

1959. *Hybonoticerias mundulum* (Oppel) — Berckhemer u. Hölder. Weisse Jura Sudd. s. 34

Mały odłamek skrętu wysokości 8 mm. Proste żeberka kończą się guzkami na stronie marginalnej. Forma ewolutna. W zupełności odpowiada formie opisanej pod tą nazwą przez Höldera i Zieglera w pracy Malm Ardeche tabl. 20, fig. 1—5. Stwierdzony w Tuszynie V na głębokości 1156—1162 m. Bonon dolny.

*Aulacostephanus eudoxus* (d'Orb.)

tabl. II, fig. 1

1941. *Aulacostephanus kirghisensis* var. *typica* Iłowajski § Flor. s. 52—55, pl. 5, fig. 10

1961. *Aulacostephanus kirghisensis* — Kutek, s. 143, pl. 14, fig. 3

1962. *Aulacostephanus kirghisensis* — Ziegler, pl. 11, fig. 1—4

Jeden okaz w postaci odcisku, widoczny więc tylko z jednej strony. Niezupełnie zachowany, ale całkowicie odpowiada opisowi i figurze tego gatunku podanego przez Kutka. Dlatego też nie podaję szczegółowego opisu posiadanego okazu.

Znaleziony był w Tuszynie III na głębokości 1157,4—1167,2 m w warstwie kimerydu górnego.

*Aulacostephanus eudoxus* (d'Orb.)

tabl. II, fig. 2, 3, 4, 5

1938. *Aulacostephanus eudoxus* — Roman, pl. 25, fig. 250  
 1941. *Aulacostephanus eudoxus* — Iłowajski i Florenski, s. 61  
 1961. *Aulacostephanus eudoxus* — Kutek, s. 141, pl. 13, fig. 2  
 1962. *Aulacostephanus eudoxus eudoxus* — Ziegler, pl. 7, fig. 1—13

Posiadam okaz niekompletnie zachowany i widoczny tylko z jednej strony, ale urzeźbienie wyraźne i charakterystyczne dla tego gatunku. Na podstawie silnie wykształconych guzków, od których odchodzą po dwa lub trzy wyraźne żeberka, okaz ten można zaliczyć do gatunku *eudoxus*.

Wymiary: średnica 53 mm  
 średnica pępka 22 mm  
 wysokość skrętu 19 mm

Występuje na głębokości 785—792 m w Bełchatowie. Kimeryd górny.

*Aulacostephanus jasonoides* (Pavlov.)

tabl. II, fig. 6

1886. *Hoplites jasonoides* Pavlov. s. 24, pl. 6, fig. 2  
 1941. *Aulacostephanus jasonoides* — Iłowajski i Florenski, s. 63  
 1961. *Aulacostephanus stuckenbergii* — Kutek, s. 144, pl. 14, fig. 1  
 1962. *Aulacostephanus jasonoides* — Ziegler, pl. 12, fig. 1—4.

Jeden, ale względnie dobrze zachowany egzemplarz, niestety, widoczny tylko z jednej strony.

Wymiary: średnica 32 mm  
 średnica pępka 10 mm  
 wysokość boczna skrętu 14,5 mm

Boki skrętów są płaskie. Przy pępkowym brzegu występują wydłużone guzki, od których odchodzą cienkie żeberka, lekko zginające się ku przodowi. Liczba guzków na jednym skręcie wynosi około 20. Na jeden guzek przypadają około 4 żeberka.

Opisywany przeze mnie okaz zupełnie podobny do podanego przez Kutka *Aulacostephanus stuckenbergii*, który Ziegler w swej pracy o *Aulacostephanus* z 1962 r. zaliczył do *Aulacostephanus jasonoides*. Gatunek ten stwierdzony wierceniem w Tuszynie na głębokości 1181—1188 m w obrębie szarego, zbitego wapienia. Kimeryd górny.



*Aulacostephanus* cf. *pseudomutabilis*, *pseudomutabilis* de Loriol  
tabl. II, fig. 7

1905. *Aulacostephanus pseudomutabilis* (Loriol) — Schmidt,  
s. 198, pl. 10  
1932. *Aulacostephanus pseudomutabilis* (Loriol) — Durand,  
s. 318, 321, fig. 14, 15  
1941. *Aulacostephanus pseudomutabilis* (Loriol) — Iłowaj-  
ski § Floreński, s. 59  
1961. *Aulacostephanus* aff. *pseudomutabilis* (Loriol) — Kutek,  
s. 140, pl. 15, fig. 1  
1962. *Aulacostephanus pseudomutabilis pseudomutabilis* — Ziegler,  
pl. 15, fig. 1—10

W Tuszynie II na głębokości 946—952 m jeden odcisk — negatyw, który daje się porównać z tym gatunkiem podanym przez Zieglera, fig. 1—10. Forma jest ewolutna. Na brzegu skrętu strefy przypepkowej widoczne są wydłużone guzki, od których odchodzą, lekko pochylone ku przodowi, żeberka. Na jeden guzek przypadają trzy żeberka. Kimeryd dolny.

*Amoeboceras volgae* (Pavlov)

tabl. II, fig. 8, 10

1896. *Cardioceras volgae* — Pavlov, s. 30, pl. 8, fig. 5a, b, c  
1905. *Cardioceras volgae* — Schmidt, s. 195, pl. 10, fig. 7  
1915. *Cardioceras volgae* — Salfield, s. 195, pl. 20, fig. 11—13

W rdzeniu z Tuszyń V gatunek ten występuje masowo w postaci odcisków i spłaszczonych, nie dających się wypreparować okazów. Liczne żeberka, o sigmoidalnym kształcie, są nabrzmiące na marginalnej stronie skrętu i silnie wygięte ku przodowi. Kil guzkowaty. Ilość ząbków-guzków na kilu znacznie większa od ilości żeberk. Został stwierdzony w kimerydzie górnym na głębokości 1181—1188 m.

Z wiercenia w Bełchatowie posiadam jeden egzemplarz, podobny żeberkowaniem, ale żeberka w mniejszym stopniu wygięte sigmoidalnie. Od połowy skrętu ku stronie syfonalnej żeberka stopniowo rozszerzają się i kończą guzkami. Prawdopodobnie jest to ten sam gatunek z pewną odmiennością, który można by zaznaczyć przez „cf”. W Bełchatowie występuje on na głębokości 785—792 m w szarym wapieniu, zaliczanym do kimerydu.

Wymiary: średnica 30 mm  
średnica pępka 9 mm  
wysokość skrętu 13 mm

*Zaraiskites pilicensis* (Michalski)

tabl. III, fig. 5, 6, 7

1890. *Perisphinctes pilicensis* — Michalski, s. 117, tabl. 6, fig. 10  
 1923. *Provirgatites pilicensis* — Lewiński, s. 98, tabl. 10, fig. 4  
 1961. *Zaraiskites pilicensis* — Kutek, s. 149, tabl. 17, fig. 1, 2, tabl. 18, fig. 1, 2  
 1962. *Zaraiskites pilicensis* — Wilczyński, s. 75, tabl. VII, fig. 1

Z trzech miejscowości (rdzenie wierceniowe) otrzymałem 15 odłamków i odcisków, które zaliczam do gatunku *pilicensis*. Te, często występujące w bononie dolnym, okazy odpowiadają podanym przez Kutka i Wilczyńskiego. Nie powtarzam więc opisów, ale załączam tylko kilka zdjęć, gdyż okazy opisane przez Kutka i Wilczyńskiego nie są zachowane w całości.

Bełchatów na głębokości 771—778 m, w Tuszynie II na głębokości 902—907 m i w Tuszynie V na głębokości 1156—1162 m.

*Zaraiskites scythicus* (Michalski)

tabl. III, fig. 2, tabl. IV, fig. 1, 2, 3, 4

1890. *Perisphinctes scythicus* — Michalski, s. 121, tabl. 5, fig. 6—7, tabl. 7, fig. 1—7.  
 1923. *Provirgatites scythicus* — Lewiński, s. 101, tabl. 9, fig. 3—4  
 1961. *Zaraiskites scythicus* — Kutek, s. 148, tabl. 19, fig. 1, tabl. 20, fig. 1  
 1962. *Zaraiskites scythicus* — Wilczyński, s. 76, tabl. VII, fig. 2

Dziesięć egzemplarzy w postaci odłamków i odcisków nie pozwala na opis całości. Sądząc jednak na podstawie typowego dla tego gatunku zeberkowania (opisanego przez Michalskiego, Lewińskiego, Kutka i Wilczyńskiego), posiadane fragmenty zaliczam do *Zaraiskites scythicus*. Znaczna część okazów odpowiada osobnikom młodocianym, z zupełnie odmiennym urzeźbieniem, mianowicie niemal że wszystkimi zeberkami dwudzielnymi. Zeberka są cienkie i ostre, a bifurkacje ich następują pośrodku boku skrętów. Okazy te całkowicie odpowiadają opisom i fotografiom podanym przez Michalskiego na tabl. VII, fig. 2a i 2b, oraz na tabl. V, fig. 7c.

Odłamki i odciski pochodzą z Bełchatowa, z głębokości 771—778 m, 778—785 m, Tuszyn II dostarczył je z głębokości 902—907 m, a Tuszyn V z głębokości 1144—1150, 1169—1185 m.



Młodociane okazy podobne są również do *Perisphinctes* (*Lithaceras*), cf. *pubescens* (Schneid.), opisanych przez Berckhamera i Höldera na tabl. XI, fig. 54 z południowo-zachodnich Niemiec (środkowy bonon, tzw. warstwa „*ulmensis*”).

*Subplanites pseudoscythicus* (Iłowajski § Floreński)  
tabl. III, fig. 4

1941. *Ilowaiskyia pseudoscythica* — Iłowajski i Florenski,  
s. 87, tabl. 16, fig. 31, tabl. XV, fig. 32

1961. *Subplanites pseudoscythicus* — Kutek, s. 147, tabl. XVI, fig. 2

Wymiary: średnica 60 mm  
średnica pępka 26 mm  
wysokość skrętu 23 mm

Forma średnio ewolutna. Młodsze skręty zakrywają starsze do połowy ich szerokości. Na brzegach skrętów widoczne są żeberkowania. Występują głównie żeberka dwudzielne. Punkt bifurkacji znajduje się powyżej połowy skrętu. Wszystkie cechy tego okazu odpowiadają całkowicie opisowi Kutka na str. 147.

Jestem w posiadaniu 2 okazów odcisków negatywnych. Wystąpiły one w wierceniu z Tuszyna II na głębokości 902—907 m z bononu dolnego.

*Subplanites klimovi* Iłowajski § Florenski  
tabl. III, fig. 1

1941. *Subplanites klimovi* Iłowajski § Florenski, s. 100,  
tab. XXI, fig. 40

Odlamek amonita  $\frac{1}{4}$  skrętu z połową pępkowej części wydobyty w Bełchatowie V na głębokości 771—778 m, daje się porównać z *Subplanites klimovi* Iłow. § Flor.

Forma ewolutna o szerokim pępku.

Wymiary są następujące: wysokość skrętu 43 mm  
średnica pępka ok. 66 mm

Inne wymiary nie są możliwe do uzyskania ze względu na fragmentaryczność okazu. Żeberka grube, przeważnie dwudzielne, chociaż trafiają się zarówno trójdzielne, jak też i pojedyncze. Odstępy między żeberkami w dolnej połowie skrętu są duże i wynoszą około 8 mm. Punkty podziału żeber znajdują się na połowie wysokości skrętu. Żeberka przebiegają niemal że radialnie z lekkim nachyleniem do przodu.

*Subplanites klimovi* występuje w bononie dolnym.

*Pavlovia* cf. *rotunda* (Sov.)

tab. II, fig. 9

1925. *Pavlovia rotunda* (Sov.) — Neverson, pl. I, fig. 61956. *Pavlovia rotunda* (Sov.) — Arkell, pl. 41, fig. 5

$\frac{1}{3}$  skrętu, którą posiadam, jest odciskiem negatywnym i tylko przy pomocy odcisku plasteliny możliwe jest porównanie gatunku z gatunkami *Pavlovia*. Okaz ten wykazuje największe podobieństwo do *Pavlovia rotunda* (Sov.) w pracy Arkella, pl. 41, fig. 5. Bliski jest również *Pavlovia hypophantica* Illov. emend. Michal. w pracy „*Pavlovia* i pokrewne grupy amonitów”, s. 13. Różnice pomiędzy tymi dwoma gatunkami widzę w charakterze żeberkowania na skrętach wewnętrznych. U *Pavlovia hypophantica* żeberka są gęstsze niż u *Pavlovia rotunda*. Mój egzemplarz pod tym względem bliższy jest do *Pavlovia rotunda*.

Żeberka na moim okazie są wyraźne, ostre, cienkie, rozwidlają się dychotomicznie na marginalnej stronie, tj. powyżej połowy boku skrętu. Są i pojedyncze, nierozwidlone żeberka; na wspomnianym okazie występują dwa pojedyncze, a pomiędzy nimi pięć rozwidlonych i jedno żeberko trójdzielne. I pod tym względem podobny jest on najbardziej do *Pavlovia rotunda* przedstawionym u Arkella na tabl. 41, fig. 5.

Posiadam jeden okaz z wiercenia Tuszyn V na głębokości 1169—1175 m z warstwy zaliczanej do bononu dolnego.

*Epivirgatites* cf. *nikitini* (Michalski)

tabl. III, fig. 3

1890. *Perisphinctes nikitini* Michalski, tabl. 13, fig. 1—31958. *Epivirgatites nikitini* (Mich.) — Orlov, *Osnovy Paleontol.* s. 89, tabl. 37, fig. 7

Wymiary: średnica 56 mm  
 średnica pępka 28 mm  
 wysokość skrętu 17 mm

Jeden okaz (połowa skrętu) z Bełchatowa o żeberkowaniu przeważnie dwudzielnym. Występują też i pojedyncze żeberka. Na połowie jednego skrętu przypadają trzy pojedyncze żeberka. Liczba wszystkich żeberek w strefie przypępkowej na tym okazie wynosi 20, a na syfonalnej stronie 36.

Trójdzielnych żeberek brak. Bifurkacja zachodzi mniej więcej w połowie boku skrętu; niektóre bifurkacje nieco wyżej. Żeberka są cienkie i ostre, co prawda na powierzchni okazu bez skorupki. Żeberkowanie



niezbyt gęste. Odstępy między żeberkami wynoszą przed rozwidleniem około 3 mm, a na wentralnej stronie 2 mm.

Egzemplarz pochodzi z głębokości 778—785 m z warstwy należącej do bononu dolnego.

OPPELIIDAE Bonarelli 1894

*Taramelliceras* Del Campana 1904

*Taramelliceras* (*Metahaploceras*) *wepferi* (Berckhemer)  
tabl. IV, fig. 5

1911. *Oppelia flexuosa* cf. *nudocrassata* Qu. — Wepfer, *Oppelia*, s. 30, tabl. 2, fig. 2—3
1914. *Oppelia* n. sp. *flexuosa* cf. *nudocrassata* Qu. emend. Wepfer — Schneid., *Geol. Fränk. Alb.*, s. 128 (134), tabl. 6, fig. 8
1922. *Oppelia wepferi* n. sp. — Berckhemer, *Ammonitenformen*, s. 69
1942. *Oppelia* cf. *wepferi* Berckh. — Eisenhut, *Kliff.*, s. 413, Abb. 2
1959. *Taramelliceras* (*Metahaploceras*) *wepferi* (Berckh.) — Berckhemer § Hölder, s. 79, tabl. 16, fig. 75—76, tabl. 23, fig. 122, Textfig. 37, 49, 50

Posiadam jeden odcisk płaskiego inwolutnego amonita o następujących wymiarach:

średnica amonita	28 mm
średnica skrętu	14 mm
średnica pępka	6 mm

Żeberkowanie sierpowate, płaskie, złożone z kilku prążków. W strefie pępka cienkie, wygięte ku przodowi, wyginają się następnie łukowato w tył i znów nieco do przodu, a na strefie marginalnej kończą się niewyraźnym guzkiem.

Urzeźbienie typowe dla tego gatunku i najlepiej odpowiada rycinie 49, podanej w pracy Berckhemera i Höldera na s. 80, jak również na tabl. 16, fig. 76.

W Niemczech gatunek ten występuje w warstwie „*ulmensis*”, odpowiadającej bononowi środkowemu. Opisany tu okaz został stwierdzony w rdzeniu z wiercenia Bełchatów V na głębokości 765—771 m. Jest to prawdopodobnie bonon środkowy.

*Taramelliceras plicatocrenosum* Berckhem. & Hölder  
tabl. IV, fig. 7

1959. *Taramelliceras plicatocrenosum* Berckhem. & Hölder,  
s. 78, tabl. 20, fig. 101

Kilka okazów tkwiących w skale, nawiązuje swym urzeźbieniem i ogólnym kształtem do tego gatunku opisanego przez Berckhemera i Höldera w wyżej cytowanej pracy.

Wymiary: średnica amonita 22 mm  
          średnica pępka 5 mm  
          wysokość skrętu 10 mm

Forma inwolutna o płaskich, lekko wygiętych bokach skrętu. Urzeźbienie ledwie widoczne w postaci płaskich, łagodnych fałdzików pochyłonych ku przodowi skrętu. Po wentralnej stronie występują poprzeczne karbki, które na spłaszczonym okazy wyglądają jakby ząbki. W Niemczech gatunek ten został stwierdzony w tzw. warstwie „setatus”, co odpowiada górnemu kimerydowi. W Polsce gatunek ten występuje również w kimerydzie górnym.

Posiadam próbkę z Bełchatowa, z głębokości 792—798 m. W tym poziomie występują amoebocerasy i inne górnokimerydzkie formy.

*Taramelliceras* aff. *acallopistum undulatum* Berckh. & Hölder  
tabl. IV, fig. 8

1959. *Taramelliceras acallopistum undulatum* Berckhemer & Hölder,  
s. 75, tabl. 19, fig. 90, 94

Wymiary: średnica 30 mm  
          wysokość skrętu 13 mm  
          średnica pępka 5 mm

Okaz wyciśnięty w skale o inwolutnej formie, płaski. Urzeźbienie prawie niewidoczne. Od pępka odchodzą niewyraźnie żeberka i kończą się po środku skrętu płaskimi, rozszerzonymi nabrzmieniami. W Niemczech gatunek ten znany jest z warstwy kimerydzkiej „subeumela”.

W Bełchatowie stwierdzony na głębokości 778—785 m prawdopodobnie w bononie dolnym.

*Haploceras* cf. *subelimatum* Fontannes  
tabl. IV, fig. 8, 9

1879. *Haploceras subelimatum* Fontannes, *Amm. Crusol.*, s. 12,  
tabl. 2, fig. 5, 6



1959. *Haploceras subelimum* Berckhemer & Hölder, s. 106, tabl. 26, fig. 134, 136

Na jednym rdzeniu występuje kilka odcisków. Okazy inwolutne o niewielkich, następujących rozmiarach:

średnica 25 mm

wysokość skrętu 12 mm

średnica pępka 4 mm

Urzeźbienie ledwo widoczne. Skorupka pokryta nie żeberkami, ale prążkami. Kilka prążków tworzy jakby oddzielne żeberko. Tego rodzaju urzeźbienie pokrywa całe skręty.

Gatunek *subelimum* występuje w szwabskim poziomie „setatus”, tj. w górnym kimerydzie. W Bełchatowie gatunek ten stwierdzono na głębokości 792—798 m w wapieniu górnego kimerydu.

*Ochetoceras* (?) aff. *canaliferum* (Oppel) var. *tenuis* Berckhemer  
tabl. IV, fig. 10

1922. *Ochetoceras* cf. *canaliferum* (Oppel) — Berckhemer, Ammonitenniform, s. 71

1959. *Ochetoceras canaliferum* Opp. — Berckhemer & Hölder, s. 102, tabl. 25, fig. 133, Abb. 76, 77

Okaz sprasowany inwolutny:

średnica amonita 19 mm

wysokość skrętu 8 mm

średnica pępka 4 mm

Na bokach skrętów prążki ledwie widoczne. Po stronie syfonalnej widoczne są drobne ząbki. Gatunek ten występuje w warstwie „setatus” i „ulmensis”, tj. w dolnym bononie i kimerydzie. Stwierdzony w Tuszyńcu V na głębokości 1181—1188 m, należy do kimerydu górnego.

*Ochetoceras* cf. *irregulare* var. *gracile* Berckhemer & Hölder  
tabl. IV, fig. 11

1959. *Ochetoceras irregulare* Berckhemer & Hölder, s. 99, tabl. 25, fig. 131

Mały, młodociany okaz wykazuje dwupiętrową skulpturę. Żeberka w okolicy pępka, na  $\frac{1}{3}$  długości skrętu od ujścia, zwrócone są do przodu, zaś w górnej części skrętu, zorientowane są do tyłu. Na granicy zetknięcia się tych żeberek widoczna jest bruzda, ale tylko w przedniej części skrętu. Ku tyłowi bruzda ta zanika. Żeberka na naszym egzemplarzu mają postać wydłużonych guzków, które są lepiej widoczne w strefie pępkowej.

Forma ewolutna o następujących wymiarach:

średnica amonita 10 mm

wysokość skrętu 4 mm

średnica pępka 2 mm

Gatunek ten występuje w południowo-zachodnich Niemczech w warstwach „*ulmensis*” — bononie dolnym. Posiadany jeden egzemplarz pochodzi z Bełchatowa V z głębokości 765—771 m (bonon dolny).

*Glochiceras (Lingulaticeras) pseudocarachtheis* (Favre)

tabl. IV, fig. 12

1876. *Haploceras pseudocarachtheis* n. sp. Favre, Cuoches tith., s. 30, tabl. 2, fig. 11

1922. *Haploceras pseudocarachtheis* Favre — Berckhemer, s. 72, tabl. 1, fig. 4, 5

1958. *Glochiceras (Lingulaticeras) pseudocarachtheis* (Favre) — Ziegler, s. 144, tabl. 14

1959. *Glochiceras (Lingulaticeras) pseudocarachtheis* (Favre) — Berckhemer i Hölder, s. 109, tabl. 20, fig. 106

Jeden egzemplarz stwierdzony w Tuszynie o małym pępku i gładkich bokach. Na stronie syfonalnej gatunek ten posiada zazwyczaj drobne, poprzeczne karbki, które nie są widoczne na naszym egzemplarzu, ze względu na spłaszczenie i wciśnięcie w skałę.

Wymiary: średnica amonita 17 mm

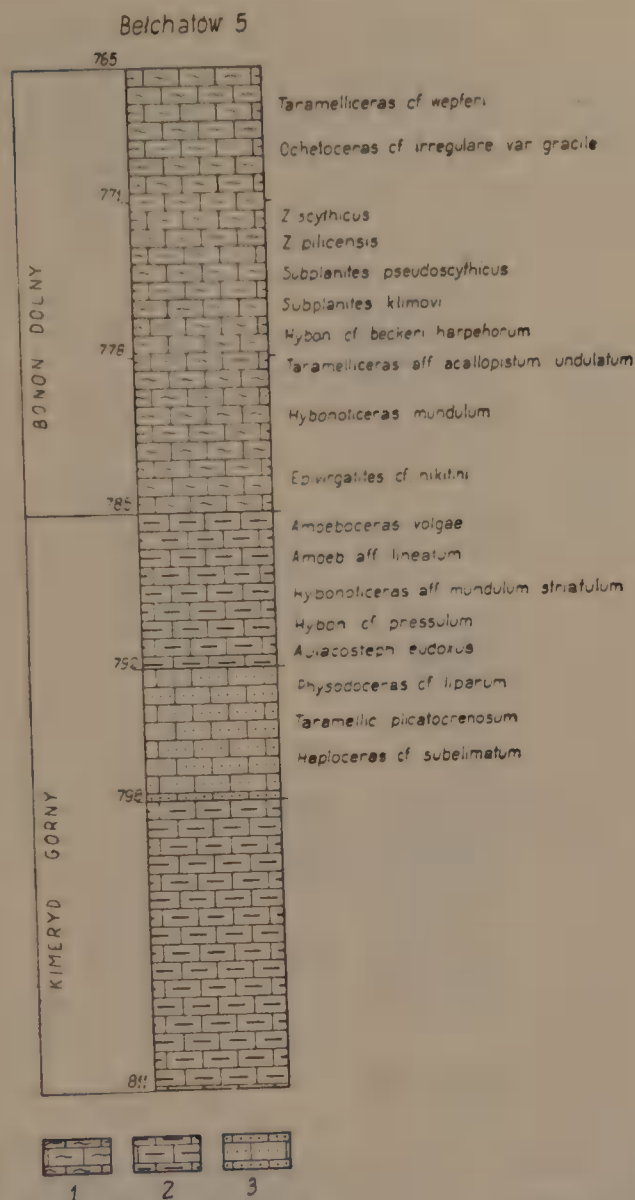
wysokość skrętu 8 mm

średnica pępka 3 mm

Występuje w Niemczech południowo-zachodnich w warstwach „*subeumela*”; znaleziony w Tuszynie II na głębokości 946—952 m (kimeryd).

#### WNIOSKI

Określone skamieniałości pozwoliły udokumentować dwa poziomy górnej jury, a mianowicie: bonon dolny i kimeryd górny. *Subplanites* sp., który jak sądzi Kutek (A. G. Pol. vol. XI, tabl. 1) ma charakteryzować bonon dolny, występuje w wierceniu Bełchatów V w górnej części przekroju razem z *Zaraiskites scythicus* i *Zaraiskites pilicensis*. W Tuszynie natomiast *Subplanites* został znaleziony istotnie w dolnej części przekroju, ale w tym samym poziomie występuje równocześnie także *Zaraiskites pilicensis* i *Zaraiskites scythicus*. Na tej podstawie nie udało się wyróżnić środkowego bononu, a tym bardziej wydzielić w nim dwu podpoziomów: górnego i dolnego. W Bełchatowie przewier-



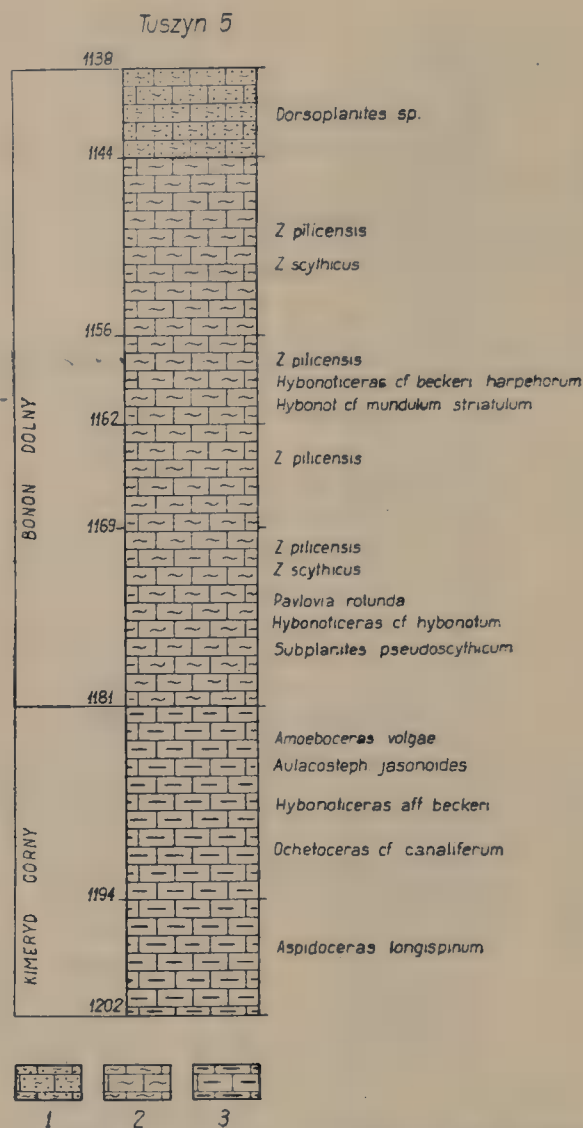
Ryc. 1. Profil stratygraficzny otworu wierceniowego Bełchatów 5  
Stratigraphisches Profil d. Bohrung Bełchatów 5

cono 20 m bononu, w Tuszynie II 52 m, a w Tuszynie V — 140 m. Kelowej przewiercono w Bełchatowie 26 m, w Tuszynie II — 42 i w Tuszynie V — 11 m.

Petrograficznie bonon wykształcony jest w postaci szarociemnych iłowców wapnistych, a kimeryd jako szary mułowiec wapnisty z zawartością drobnutkich łuszek miki, albo w postaci zielonawo-żółtawych, zbitych wapieni o muszlowym przełomie.

Główną część fauny bononu tworzą *Zaraiskites pilicensis*; *Zaraiskites scythicus* występuje rzadziej. Oprócz *zaraiskitesów* zostały jeszcze w bononie określone następujące gatunki: *Hybonotoceras cf. beckeri*



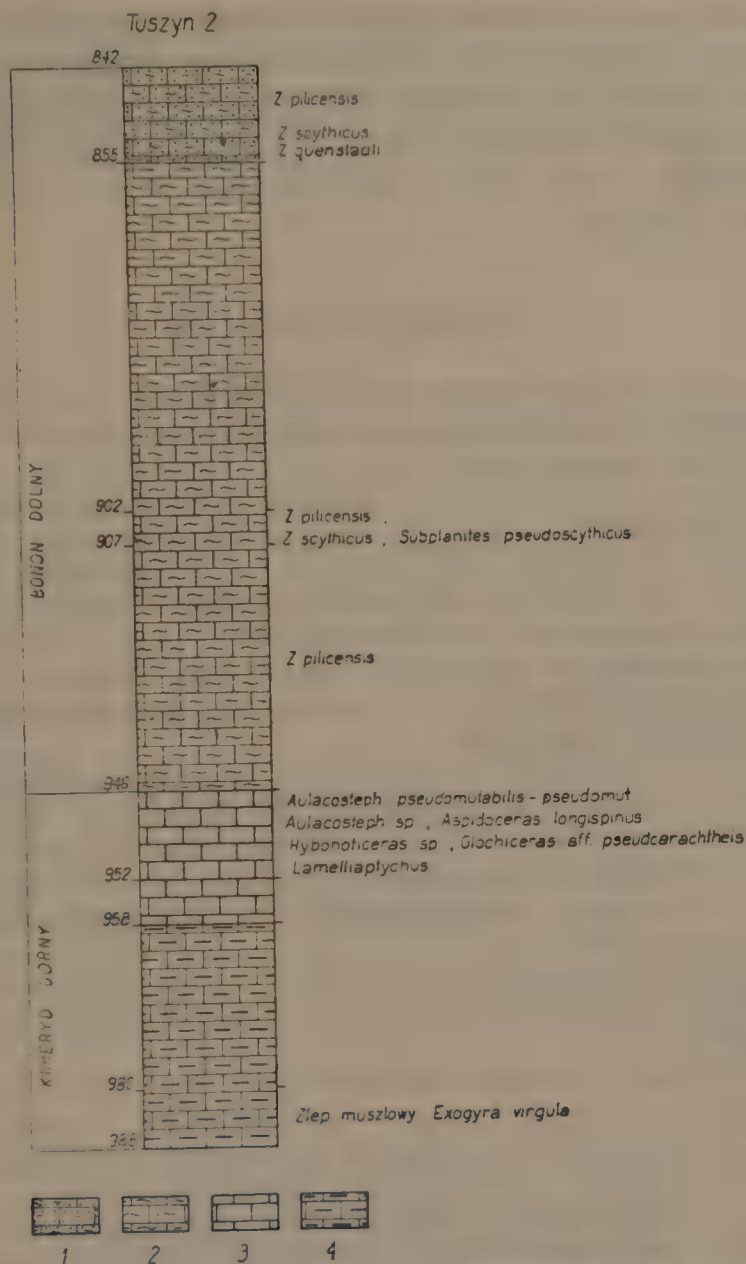


Ryc. 2. Profil stratygraficzny wiercenia Tuszyn 5  
Stratigraphisches Profil d. Bohrung Tuszyn 5

*harpehorum*, *H. mundulum*, *Subplanites pseudoscythicus*, *S. klimowi*, *Taramelliceras* cf. *wepferi*, *T. acallopistum undulatum*, *Ochetoceras irregulare* var. *gracile*, *Epivirgatites nikitini*, *Zaraiskites quenstädti*, *Pavlovia rotunda*, *Dorsoplanites* sp. ind.

W kimerydzie dominują *Aulacostephanus*, oprócz tego występują tu jeszcze: *Amoeboceras volgae*, *Hybonoticeras mundulum striatulum*, *H. pressulum*, *Physodoceras* cf. *liparum*, *Taramelliceras plicatocrenosum*, *Haploceras subelimum*, *Ochetoceras canaliferum* var. *tenuis*, *Glochiceras pseudocarachtheis*, *Aspidoceras longispinum*.

Sądząc z opisanego na tym miejscu zasobu fauny amonitowej, nie mogę stwierdzić, aby w górnej jurze Polski istniało większe podo-



Ryc. 3. Profil stratygraficzny otworu wierceniowego Tuszyn 2  
Stratigraphisches Profil d. Bohrung Tuszyn 2

bieństwo do piętra wołżańskiego, aniżeli do górnej jury zachodniej Europy. Pomimo występowania form borealnych na badanym terenie, a znanych z jury rosyjskiej, w materiale dostarczonym przez wiercenia w Bełchatowie i Tuszynie istnieje więcej form zachodnio-europejskich, a przede wszystkim z rodz. *Oppeliacaea*, oraz licznych form *Hybonotoceras*.

Bardzo charakterystyczną formą dla wołżańskiego piętra jury borealnej jest małż. *Aucella*. Jednakże w materiale uzyskanym z trzech

wierceń nie udało się mi stwierdzić ani jednego egzemplarza tej formy. Wynika z tego, że brak było bezpośredniego połączenia jurajskiego morza obszaru Polski z basenem rosyjskiej jury borealnej. Te fakty skłaniają do zdania Z. Dąbrowskiej i Znoski. Według tych autorów borealna fauna jury docierała na obszar Polski jedynie przez bruzdę Duńską.

#### PIŚMIENNICTWO

1. Arkell W. J.: Jurassic Geology of the World. Edinburgh, London 1956.
2. Barczyk W.: Jura sulejowska. (Le Jurassique de Sulejów). Acta Geol. Pol., vol. XI/1, Warszawa 1961.
3. Berckhemer F., Hölder H.: Ammoniten aus dem Oberen Weissen Jura Süddeutschlands. — L.-A für Bodenforsch, Hannover 1959.
4. Dąbrowska Z.: Kimeryd pod Iłżą. Biul. I. G., Warszawa 1953.
5. Dąbrowska Z.: Profil warstw pogranicza jury i kredy w Krzyżanowicach pod Iłżą. Biul. I. G., 195, Warszawa 1957.
6. Hölder H.: Ueber den eigentlichen *Ammonites flexuosus* v. Buch (*Oppeledidae*, *Taramelliceratina*). N. J. für Geologie und Paläontologie. Monatshefte, heft 2, Stuttgart 1958.
7. Hölder H., Ziegler B.: Stratigraphische und faunistische Beziehungen im Weissen Jura zwischen Süddeutschland und Ardeche. N. Jahrbuch f. Geologie u. Paläontologie. Abhandlungen, Bd. 108, Stuttgart 1959.
8. Hölder H.: Die Ammoniten-Gattung *Taramelliceras* im südwestdeutschen Unter- und Mittelmalm. Morphologische und Taxionomitographica, 106 A, s. 37—153, Stuttgart 1955.
9. Iłowajski D. I., Florensky K. P.: Vierchnijurskije amonity bassienov riek Urała i Ileka. Mat. k. pozn. geolog. strojenija SSSR, nov. ser. 1 (5), Moskva 1941.
10. Kutek J.: Kimeryd i bonon Stobnicy. Acta Geol. Pol., 11, nr 1, Warszawa 1961.
11. Kutek J., Witkowski A.: Kimeryd i bonon z wierceń w Zarzęcinie. Kwartalnik Geologiczny I. G., t. 7, nr 1, Warszawa 1963.
12. Lewiński J.: Monographie geologique et paleontologique du Bononien de la Pologne. Mem. Paleont. Soc. Geol. France, vol. 24, 25, Paris 1923.
13. Michalski A.: Amonity niżniavo wołżskavo jarusa. Trudy Geol. Komiteta, t. VIII, nr 2, Petersburg 1890.
14. Michajłow N. P.: Pavlovia i rodstviennyje grupy ammonitov. Biullet. M. Ob-va isp. prirody otd. geologii, t. 37 (6), Moskva 1962.
15. Passendorfer E.: Przyczynek do znajomości warstw wirgatowych. Spraw. P.I.G., t. IV, Warszawa 1928.
16. Piveteau J.: Traite de Paleontologie. Paris 1952.
17. Orłov J. A.: Osnovy paleologii. Moluski — Gołovonogije, Moskva 1958.
18. Salfeeld H.: Monographie der Gattung *Cardioceras* Neum. Uhlig Teil 1. Die Cardioceratiden des oberen Oxford und Kimmeridge. Zeitschr. D. Geol. Ges. Bd., 67, 1915.
19. Wilczyński A.: Stratygrafia górnej jury w Czarnogłowach i Świętoszewie. Acta Geol. Pol., vol. XII, nr 1, Warszawa 1962.



20. Ziegler B.: Die Ammoniten Gattung *Aulacostephanus* im Oberjura. Palaeontographica Abt. A., 119, Lief. 1—4, Stuttgart 1962.
21. Znosko J.: Główne problemy stratygrafii i paleogeografii zachodniego obrzeżenia prekambryjskiej platformy wsch. Europy. Nauk. Sesja Jub. I. G., Streszczenie referatów, Warszawa 1960.

## РЕЗЮМЕ

Определение окаменелостей, полученных в результате бурений позволило доказать существование двух горизонтов верхней юры, а именно — нижнего бонона и верхнего кимерида. *Subplanites* sp., который, как полагает Кутек (Acta Geol. Pol., XI, tabl. 1) характерен для нижнего бонона и находится в бурении Белхатов в верхней части разреза вместе с *Zaraiskites scythicus* и *Zaraiskites pilicensis*. В Тушине же *Subplanites* был действительно обнаружен в нижней части разреза, однако на том же уровне выступают тоже одновременно *Zaraiskites pilicensis* и *Zaraiskites scythicus*. На этом основании автору не удалось выделить в нем среднего бонона, а тем более выделить в нем два субгоризонта: верхний и нижний.

В Белхатове было пробурено 20 м бонона, в Тушине II — 52 м, а в Тушине V — 140 м. Кимерида пробурено в Белхатове 26 м, в Тушине II — 42 м и в Тушине V — 11 м.

Петрографический бонон оформлен в виде серо-темных известковых илов, а кимерид — в виде серого известкового ила с содержанием мельчайших чешуек слюды или в виде зеленовато-псельтоватых сплошных известняков с раковинным изломом.

Самую главную часть фауны бонона образуют *Zaraiskites pilicensis*. *Zaraiskites scythicus* выступает реже. Кроме выше упомянутых видов, в бононе были определены еще следующие виды: *Hybonoticeras* cf. *beckeri harpehorum*, *H. mundulum*, *Subplanites pseudoscythicus*, *S. klimovi*, *Taramelliceras* cf. *wepferi*, *T. acallopistum undulatum*, *Ochetoceras irregulare* var. *gracile*, *Epivirgatites nikitini*, *Zaraiskites quenstädti*, *Pavlovia rotunda*, *Dorsoplanites* sp. ind.

В кимериде доминирует *Aulacostephanus*, сверх того выступают здесь еще: *Amoeboceras volgae*, *Hybonoticeras mundulum striatulum*, *H. pressulum*, *Physodoceras* cf. *liparum*, *Taramelliceras plicatocrenosum*, *Haploceras subelimum*, *Ochetoceras canaliferum* var. *tenuis*, *Glochiceras pseudocarachtheis*, *Aspidoceras longispinum*.

Исходя из представленного выше скопления фауны аммонитов, нельзя установить чтобы верхняя юра Польши обнаруживала большее сходство с волжинским ярусом, чем с верхней юрой Западной

Европы. Несмотря на выступание бореальных форм в исследованном районе, известных в российской юре, в материале полученном, благодаря бурениям в Белхатове и Тушине, существует гораздо больше западно-европейских форм, особенно из семейства *Opelliacaea*, а также заметно наличие многих форм *Hybonoticeras*.

Весьма характерной формой для волжеского яруса бореальной юры являются моллюски *Aucella*. Однако в материалах, полученных из трех бурений, не удалось обнаружить ни одного экземпляра этой формы. Из этого следует, что отсутствовала непосредственная связь юрского моря территории Польши с бассейном российской бореальной юры. Эти факты принуждают согласиться со взглядом С. Домбровской и Зноски. По их мнению, бореальная фауна юры проникала на территорию Польши лишь только через Датскую борозду.

## ZUSAMMENFASSUNG

Die Bezeichnung der Versteinerungen, die während dort durchgeführter Tiefenbohrungen gefunden wurden, erlaubten uns die beiden Stufen der oberen Jura, und zwar des unteren Bononiums (Bonebeds) und des oberen Kimmeridge, zu dokumentieren. Die *Subplanites* sp., wie es Kutek, im. Acta. Geol. Pol., Band XI, auf Tab. 1 aufzeigt, sollen das untere Bononium (Bonebed) charakterisieren. In der Belchatower Bohrung nr V treten sie im oberen Teil des Profils gemeinsam mit *Zaraiskites scythicus* und *Zaraiskites pilicensis* auf. In Tuszyn fand man *Subplanites* im unteren Teil des Profils, aber *Zaraiskites pilicensis* und *Zaraiskites scyticus* traten dort gleichzeitig in derselben Stufe auf. Und so gelang es nicht ein mittleres Bononium zu markieren, und umso mehr gelang es nicht in diesem zwei Unterstufen — die obere und untere — festzustellen.

In Belchatow durchbohrte man 20 m Bononium, in Tuszyn II — 52 m und Tuszyn V. — 140 m. Das Kimmeridge wurde in Belchatow auf 26 m, in Tuszyn II — 42 m und in Tuszyn V auf 11 m durchbohrt.

Petrographisch ist das Bononium (Bonebed) mit dunkelgrauen Kalktonen, und das Kimmeridge als grauer feinkörnig-toniger Kalksandstein mit Gehalt feiner Glimmerteilchen, oder in Gestalt grün-gelber, gepresster Kalksteine mit Muscheleinmischung, ausgestaltet.

Den Hauptteil der Bononiumfauna bilden *Zaraiskites pilicensis*; seltener *Zaraiskites scyticus*. Ausser den *Zaraiskites* traf man im Bononium folgende Arten: *Hybonoticeras* cf. *beckeri harpehorum*,

*H. mundulum*, *Subplanites pseudoscythicus*, *S. klimovi*, *Taramelliceras* cf. *wepferi*, *T. acallopistum undulatum*, *Ochetoceras irregulare* var. *gracile*, *Epivirgatites nikitini*, *Zaraiskites quenstädti*, *Pavlovia rotunda*, *Dorsoplanites* sp. ind.

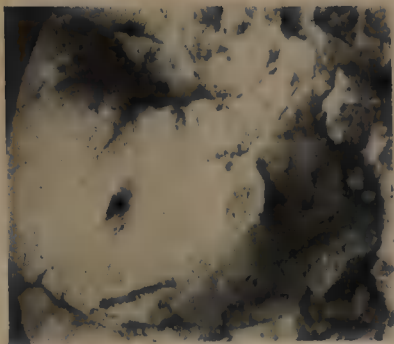
Im Kimmeridge dominieren *Aulacostephanus*, ausserdem fand man hier noch: *Amoeboceras volgae*, *Hybonotoceras mundulum striatulum*, *H. pressulum*, *Physodoceras* cf. *liparum*, *Taramelliceras plicatocrenosum*, *Haploceras subelimum*, *Ochetoceras canaliferum* var. *tenuis*, *Glochiceras pseudocarachtheis*, *Aspidoceras longispinum*.

Aus der an dieser Stelle besprochenen Ammoniten-Fauna kann man nicht folgern, ob das obere Jura Polens grössere Ähnlichkeiten mit dem der Wolgastufe, als mit dem Westeuropas aufweist. Obwohl jedoch boreale Formen auf dem untersuchten Gebiet auftreten, und im Jura Russlands auch bekannt-sind, sind jedoch in dem uns durch Tiefenbohrungen in Belchatow und Tuszyn, zugänglich gemachten Material mehr westeuropäische Formen auftreten, und besonders der Art *Oppeliacaea*, sowie zahlreiche *Hyponotoceras*formen.

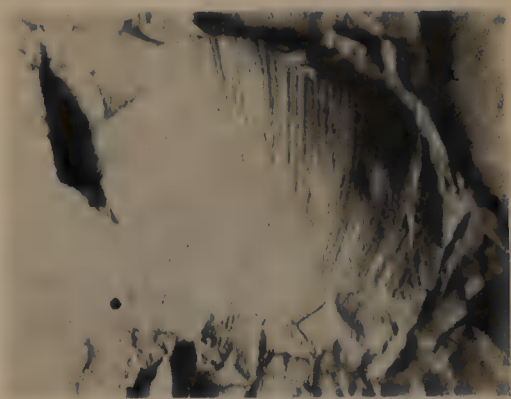
Eine besonders charakteristische Form für die Wolgastufe der Borealjura ist die *Aucella*-Muschel. Bei uns jedoch gelang es nicht in dem aus drei Bogrungen erhaltenen Material auch nur ein Exemplar dieser Form zu finden. Daraus ergibt es sich, dass eine unmittelbare Verbindung des Jura-Meeres auf dem polnischen Gebiet mit dem Becken der russischen Borealjura fehlte. Diese Tatsachen lassen und den Meinungen von Z. Dąbrowska und Znosko beizuwilligen, da nach diesen Autoren die boreale Jurafauna auf das polnische Gebiet nur durch die dänische Senke gelangen konnte.



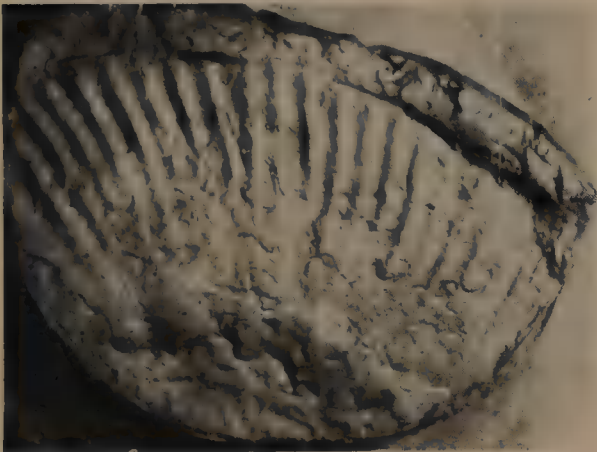




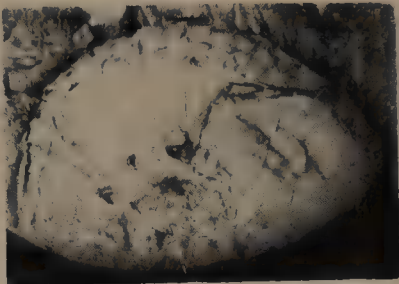
1



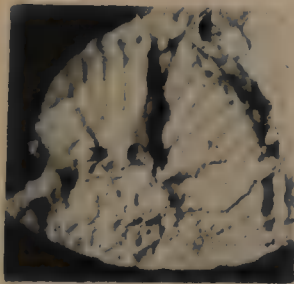
2



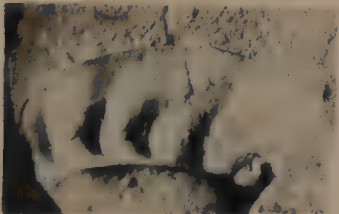
3



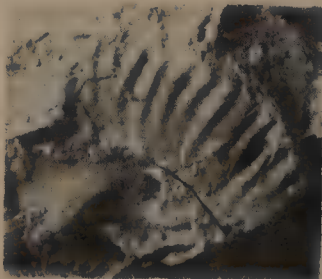
4



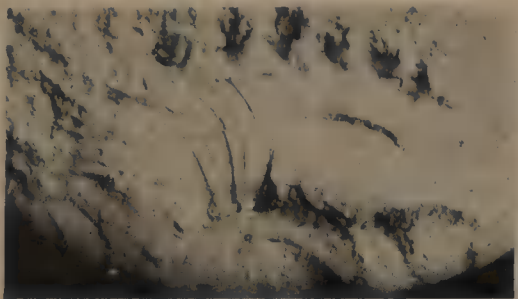
5



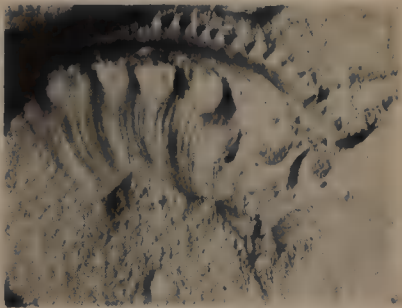
6



7



8



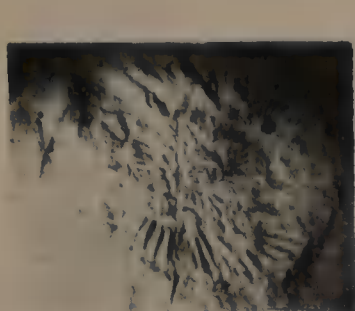
9

Czesław Pachucki

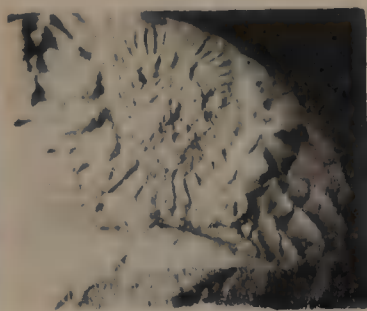
Tabl. I

1 — <i>Aspidoceras longispinum</i> (Sowerby)	X 0,7
2 — <i>Physodoceras aff. liparum</i> (Oppel)	X 1,7
3—5 — <i>Hybonoticeras aff. beckeri harpehorum</i> (Neumayr)	X 0,7
6 — <i>Hybonoticeras cf. pressulum</i> (Neumayr)	X 0,7
7 — <i>Hybonoticeras mundulum</i> (Oppel)	X 2,7
8 — <i>Hybonoticeras nov. sp. aff. mundulum striatulum</i> Berckh. & Hölder	X 1,7
9 — <i>Hybonoticeras nov. sp. ind.</i>	X 1,7





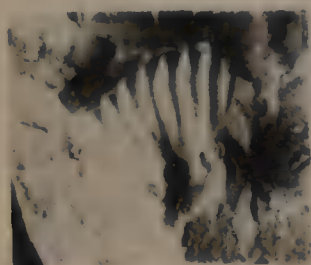
1



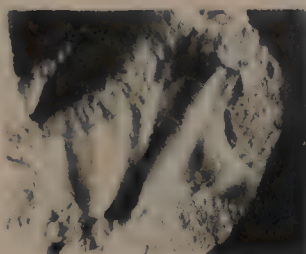
2



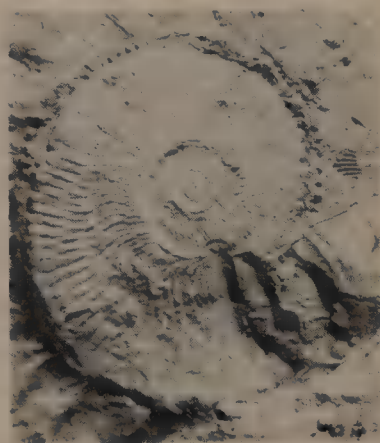
3



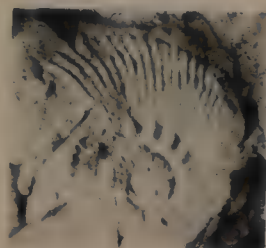
4



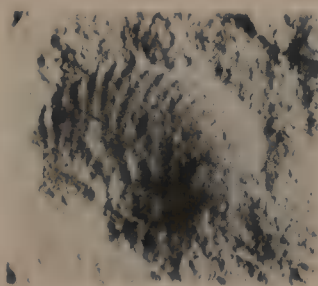
5



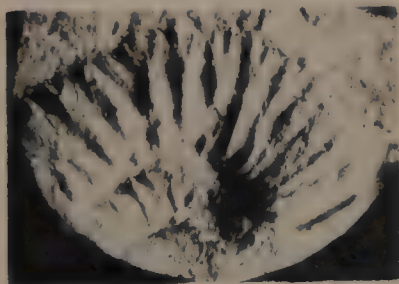
8



6



7



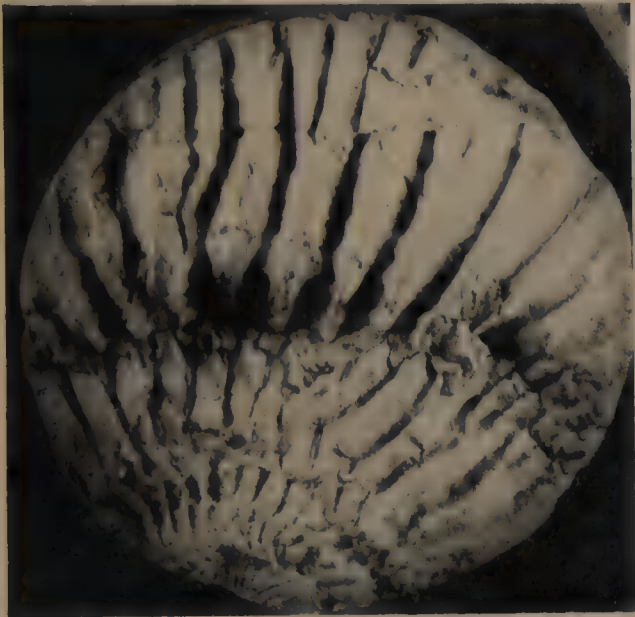
9



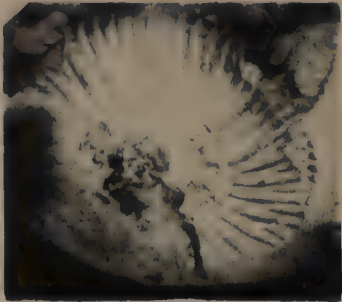
10

Tabl. II

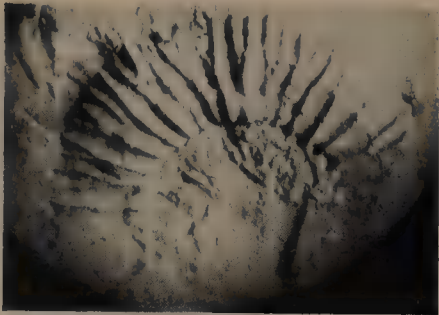
1 —	<i>Aulacostephanus kirgisensis</i> (d'Orbigny)	X 0,7
2—5	<i>Aulacostephaus eudoxus</i> (d'Orbigny)	X 1,7
6 —	<i>Aulacostephaus jasnoides</i> (Pavlov)	X 0,7
7 —	<i>Aulacostephanus</i> cf. <i>pseudomutabilis pseudomut.</i> (de Loriol)	X 0,7
8 —	<i>Amoeboceras volgae</i> (Pavlov)	X 1,7
9 —	<i>Pavlovia</i> cf. <i>rotunda</i> (Sow.)	X 0,7
10 —	<i>Ameoboceras volgae</i> (Pavlov)	X 0,7



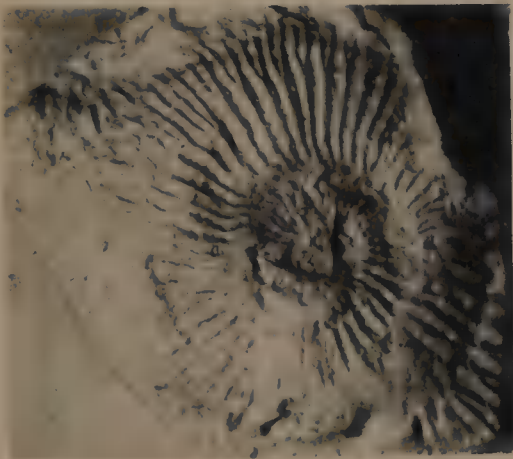
1



2



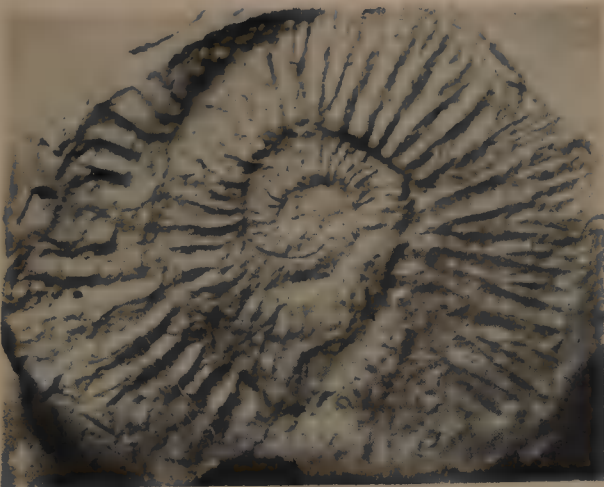
3



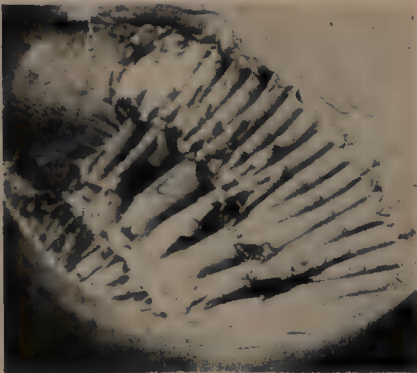
4



5



6

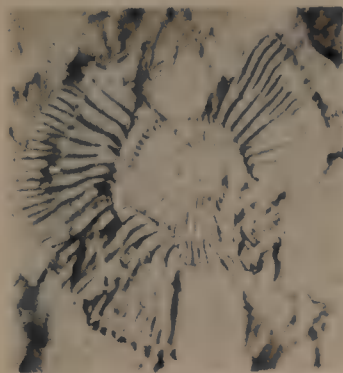


7

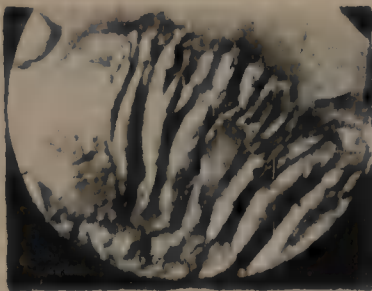


Tabl. III

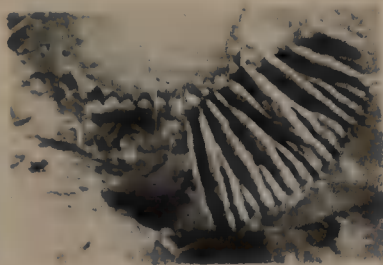
1 — <i>Subplanites klimovi</i> (Ilovajski & Florenski)	X 0,7
2 — <i>Zaraiskites scythicus</i> (Michalsky) (młodociane stadium)	X 0,7
3 — <i>Epivirgatites cf. nikitini</i> (Michalsky)	X 0,7
4 — <i>Subplanites pseudoscythicus</i> (Ilov. & Florensky)	X 0,7
5—7 — <i>Zaraiskites pilicensis</i> (Michalsky)	X 0,7



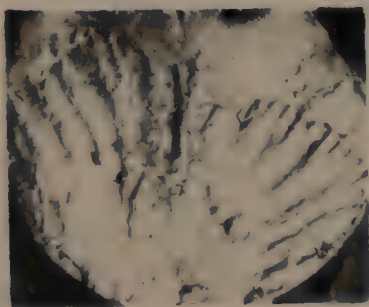
1



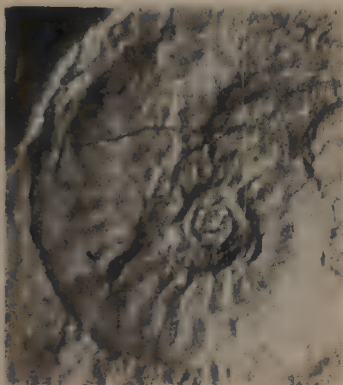
2



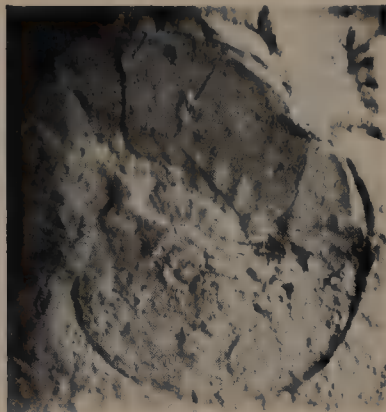
3



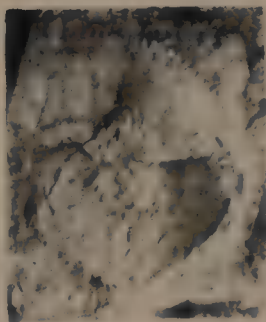
4



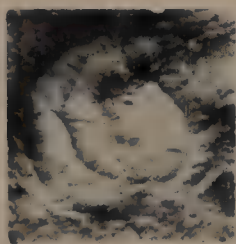
5



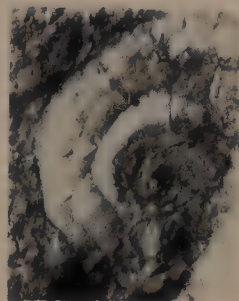
6



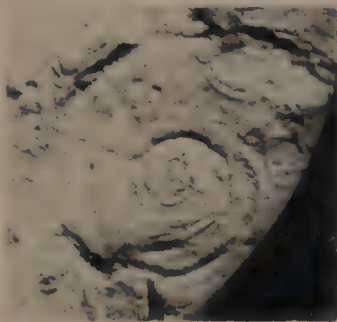
7



8



9



10



11



12

Tabl. IV

1—4 — <i>Zaraiskites scythicus</i> (Michalsky)	X 0,7
5 — <i>Taramelliceras</i> ( <i>Metahaploceras</i> ) <i>wepferi</i> (Berckhemer)	X 1,7
6 — <i>Taramelliceras</i> aff. <i>acallopistum undulatum</i> (Berckh. & Hölder) n. w.	X 1,7
7 — <i>Taramelliceras plicatocrenosum</i> (Berckh. & Hölder)	X 1,7
8—9 — <i>Haploceras</i> cf. <i>subelimatum</i> (Fontannes)	X 1,7
10 — <i>Ochetoceras</i> aff. <i>canaliferum</i> (Oppel) var. <i>tenuis</i> (Berckh.)	X 1,7
11 — <i>Ochetoceras</i> cf. <i>irregulare</i> var. <i>gracile</i> (Berckh. & Hölder)	X 2,7
12 — <i>Glochiceras</i> ( <i>Lingulaticeras</i> ) <i>pseudocarachtheis</i> (Favre)	X 1,7



ANNALES  
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA  
LUBLIN — POLONIA

VOL. XVIII, 2

SECTIO B

1963

Z Katedry Gleboznawstwa Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UMCS  
Kierownik: prof. dr Bohdan Dobrzański

Stanisław UZIAK

**Rzekome rędziny jurajskie Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej**

**Мнимые рендзины юрской Краковско-Ченстоховской возвышенности**

**Jurassic Pseudorendzinas of the Kraków—Częstochowa Upland**

WSTĘP

Termin rędzina, wprowadzony z języka ludowego do polskiej literatury gleboznawczej, a także do międzynarodowej przez Miklaszewskiego (5), obejmuje gleby wytworzone ze skał masywnych, zasobnych w węglan wapnia (wapienie, margle, dolomity oraz piaskowce i łupki margliste), bądź w siarczan wapnia (gips). Z punktu widzenia typologicznego rędziny mogą, zgodnie z obowiązującą nomenklaturą PTG (2), należeć do typu gleb czarnoziemnych, brunatnych i o niewykształconym profilu. Uwzględniając wiek geologiczny skał wapiennych wyróżnia się rędziny trzeciorzędowe, kredowe, jurajskie, dewońskie i inne. Biorąc natomiast pod uwagę obecność obcych domieszek w zwierzelinie skał wapiennych mówi się o rędzinach tzw. czystych (bez domieszek) oraz „mieszanych”, czyli zawierających obce domieszki, np. pochodzenia lodowcowego lub inne.

Rędziny mają na ogół dość prostą budowę profilową i wykazują burzenie z HCl w całym profilu. Mają też szereg innych charakterystycznych cech (znaczna zawartość próchnicy, strukturalność). Dlatego też nie nastęrczają większych trudności przy ich rozpoznaniu. Tym niemniej spotyka się także gleby, których zaliczenie do rędzin jest utrudnione i nasuwa wątpliwości bądź jest dyskusyjne.

W swoim czasie autor pisał na temat tzw. rędzin rzekomych na Roztoczu wytworzonych z gez kredowych (9). W obecnej pracy będzie omówiony inny przykład tzw. rędzin rzekomych, a mianowicie

jurajskich. Gleby te napotkano w r. 1963 na terenie Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej w czasie przygotowywania trasy wycieczki gleboznawczej dla słuchaczy geografii UMCS. Zebrany materiał nie jest wprawdzie obszerny, ale pozwala na wyciągnięcie pewnych wniosków.

Przeprowadzone badania dotyczą terenu Wyżyny Częstochowskiej, która osiąga wysokość 300—400 m, a często 500 m, i jest pocięta licznymi dolinami oraz obniżeniami (6). Budowa geologiczna badanego terenu nie jest zbyt skomplikowana (7). Kulminacje terenowe budują głównie górno-jurajskie wapienie płytowe (w spągu) i skaliste (w stropie), rzadziej natomiast osady środkowej jury (iły i wapienie piaszczyste, oolity i inne). Wszelkie obniżenia terenu wypełnione są różnej genezy piaskami plejstoceńskimi, a mianowicie akumulacji lodowcowej, z przewagą materiału miejscowego oraz rzecznyymi — teras akumulacyjnych. Piaski akumulacji lodowcowej i wodnej w wielu razach przykrywają skały jurajskie. Taka budowa nie jest bez wpływu na wykształcenie gleb.

Pokrywa glebowa tego obszaru, według przeglądowej „Mapy Gleb Polski” w skali 1 : 300 000 (3), składa się głównie z bielcowych piasków całkowitych bądź brunatnych piasków nawapieniowych, a także rędzin jurajskich.

#### CHARAKTERYSTYKA GLEB

**Morfologia.** Zbadane gleby pod względem morfologicznym najlepiej ilustrują opisy profili nr 1, 2, 3, 4 i 5.

Profil nr 1 — Olsztyn (pow. Częstochowa), wzgórze 311 (w pobliżu kamieniołomu), pole uprawne.

- 0—20 cm A<sub>1</sub> poziom próchniczny barwy szarej, skład mechaniczny: piasek gliniasty ze znaczną zawartością szkieletu (około 20%) składającego się z okruchów wapienia jurajskiego. Szkielet wapienny wykazuje burzenie z HCl, części ziemiste natomiast nie burzą. Przejście do poziomu następnego wyraźne.
- 20—40 cm (B), poziom brunatnienia o składzie mechanicznym jak w poziomie poprzednim, burzenie z HCl jak wyżej, przejście stopniowe.
- poniżej 40 cm C, rumosz skały wapiennej z materiałem ziemistym, burzenie występuje w całym poziomie.

Profil nr 2 — Przemyłowice (pow. Częstochowa) teren płaski (wys. około 320 m n.p.m.), pole orne.

- 0—15 cm A<sub>1</sub>, poziom próchniczny, barwa ciemno-szara, skład mechaniczny: glina średnia ze szkieletem (do 10%). Szkielet składa się głównie ze słabo obtoczonych wapieni jurajskich, a ponadto z materiału północnego (piaskowce, granity) oraz gez. Burzenie z HCl wykazuje jedynie szkielet (wapienny). Przejście wyraźne.

15—35 cm (B) poziom brunatnienia barwy brązowej, skład mechaniczny: bezwęglanowa glina ciężka oraz gniazdamy burzące wapienie jurajskie, przejście stopniowe.

poniżej 35 cm C, skała wapienna ze zwietrzeliną, silnie burzy z HCl.

Profil nr 3 — Piasek (pow. Częstochowa), łagodny skłon (wys. ok. 300 m n.p.m.), pole uprawne.

0—20 cm A<sub>1</sub>, poziom próchniczny barwy ciemnoszarej, skład: piasek gliniasty z domieszką szkieletu (do 5%). Szkielet składa się z rogówców oraz gez. Burzenia brak w całym poziomie. Przejście wyraźne.

20—30 cm (B), poziom brunatnienia, skład mechaniczny jak wyżej. Szkielet wapienny, burzący z HCl, części ziemiste nie zawierają węglanów.

poniżej 30 cm C, skała wapienna ze zwietrzeliną, silnie burzy z HCl.

Profil nr 4 — obok profilu nr 3.

0—20 cm A<sub>1</sub>, poziom próchniczny, barwa ciemno-szara, skład: piasek gliniasty z małą domieszką szkieletu (około 2%), burzy cały poziom, przejście wyraźne.

20—40 cm (B), barwa brunatna, skład jak wyżej, burzy z HCl. Poziom brunatnienia jest tu różnej miąższości od 10 do 30 cm i więcej. Przy miąższości poziomu (B) powyżej 30 cm brak burzenia.

poniżej 40 cm C, rumosz wapienia ze zwietrzeliną, silnie burzy z HCl.

Profil nr 5 — Jaworznik (pow. Zawiercie), wzgórze 391,4 m, pole orne.

0—20 cm A<sub>1</sub>, poziom próchniczny, barwa ciemno-szara, skład: piasek gliniasty z domieszką szkieletu wapienia jurajskiego (około 5%). Oprócz szkieletu słabe burzenie wykazują również części ziemiste.

20—35 cm (B), barwa ciemno-brunatna, skład jak wyżej, mało szkieletu, części ziemiste nie zawierają węglanów, przejście stopniowe.

35—50 cm (B), barwa brązowa, skład jak wyżej, brak szkieletu, brak burzenia w całym poziomie, przejście wyraźne.

poniżej 50 cm rumosz wapienia ze zwietrzeliną.

Z przytoczonych opisów wynika wyraźnie, że są to gleby dwuczęściowe — niecałkowite. Górne warstwy [poziomy A<sub>1</sub> i (B)] nie powstały ze zwietrzenia skał wapiennych, lecz są odmiennej genezy. Są to utwory lodowcowego pochodzenia, bądź piaski z miejscowego materiału. Wskazuje na to również skład mechaniczny górnych poziomów, które mają głównie charakter piasków. Przejście do skały jest dość ostre. Jest również bardzo charakterystyczny fakt — części ziemiste nie zawierają węglanów, a nawet jeśli one występują, to w minimalnych ilościach.

Skład mechaniczny<sup>1</sup>. Załączona tab. 1 obrazuje skład granulometryczny tworzywa glebowego. Frakcja piasku jest dominująca i wynosi przeważnie powyżej 70 % (za wyjątkiem profilu nr 2). Na podstawie obserwacji pod binokulem można stwierdzić, że składa się ona

<sup>1</sup> Skład mechaniczny określono metodą areometryczną Casagrande w modyfikacji Prószyńskiego (piasek oddzielono na sitach).



Tab. 1. Skład mechaniczny gleb  
Mechanical composition of soils

Miejscowość (powiat)	Nr pro- filu	Poziom, głębokość w cm		Czast. szkielet. ( $\geq 1$ mm) %	Czast. ziem. ( $< 1$ mm) %	Średnica cząstek w mm						Suma cząst. ( $< 0,02$ %)
						1—0,1 %	0,1 — 0,05 %	0,05— 0,02 %	0,02— 0,006 %	0,006— 0,002 %	$< 0,002$ %	
Olsztyn (Częstochowa)	1	A <sub>1</sub>	5—15	~ 20	80	71	10	5	3	4	7	14
		(B)	20—30	~ 20	80	66	10	5	4	■	10	19
Przymiłowice (Częstochowa)	2	A <sub>1</sub>	5—15	~ 10	90	45	5	5	6	12	27	45
		(B)	20—30	~ 5	95	22	5	2	7	11	53	71
Piasek (Częstochowa)	■	A <sub>1</sub>	5—15	~ 5	95	75	3	6	3	5	7	15
Piasek (Częstochowa)	4	A <sub>1</sub>	5—15	~ 2	98	70	6	6	4	4	10	18
		B	20—35	~ 5	95	64	10	6	4	4	12	20
Jaworzniak (Zawiercie)	5	A <sub>1</sub>	5—15	~ 5	95	72	5	3	5	5	10	20
		(B)	20—30	~ 2	98	72	4	5	1	5	13	19
		(B)	35—50	0	100	77	4	3	1	3	12	16

głównie z kwarcu, inne natomiast składniki, jak skalenie, stanowią niewielką domieszkę. Okruchy skał wapiennych spotyka się we frakcji tej tylko w niektórych profilach, a mianowicie tam, gdzie szkielet wapienny występuje w większych ilościach (profil nr 1). Warto przy tym podkreślić, że ziarna kwarcu (a także skalenia) są na ogół obtoczone, zwłaszcza ziarna większe.

Pozostałe frakcje występują w małych ilościach. Biorąc pod uwagę zawartość cząstek spławialnych ( $< 0,02$  mm) zbadane utwory możemy zaliczyć na ogół do piasków gliniastych (mocnych). Jedynie profil nr 2 odbiega tu swoim składem, który należy odnieść do utworów gliniastych i to ciężkich.

Właściwości chemiczne badanych gleb zestawione są w tab. 2.<sup>2</sup>

Potwierdza ona, że węglan wapnia obecny jest na ogół tylko w szkielecie. W częściach ziemistych zazwyczaj brak go, a jeśli w niektórych profilach występuje, to w małych ilościach. Natomiast zawartość  $\text{CaCO}_3$  w skałach wapiennych (w szkielecie) jest bardzo wysoka i z reguły przekracza 90 %. Odczyn zbadanych gleb jest obojętny lub alkaliczny (według pH w KCl).

■  $\text{CaCO}_3$  oznaczono aparatem Scheiblera, odczyn — elektrometrycznie przy użyciu elektrody szklanej, próchnicę — metodą nadmanganiową Iszczerekowa-Roßłowa w modyfikacji dublańskiej, oraz łatwo przyswajalny  $\text{P}_2\text{O}_5$  i  $\text{K}_2\text{O}$  — według Egnera (8).

Tab. 2. Właściwości chemiczne gleb  
Chemical properties of soils

Miejscowość (powiat)	Nr pro- filu	Pozłom, głębokość w cm		CaCO <sub>3</sub> %		pH w		Próchnica %	mg/100 g gleby		Zasobność w	
				w cząst. szkieł.	w cząst. ziem.	KCl	H <sub>2</sub> O		P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O
Olsztyn (Częstochowa)	1	A <sub>1</sub>	5—15	69,1	0	7,1	7,5	1,71	6,9	3,3	zła	zła
		(B)	20—30	93,2	0	7,3	7,6		2,3	2,4	zła	zła
		C	40—50	95,1	—							
Przymiłowice (Częstochowa)	2	A <sub>1</sub>	5—15	92,8	0	7,1	7,4	2,67	13,1	13,4	dobra	śred- nia
		(B)	20—30	88,2	0	6,7	7,4		4,0	7,7	zła	zła
		C	35—50	92,2	—							
Piasek (Częstochowa)	3	A <sub>1</sub>	5—15	0	0	7,2	7,4	1,19	2,1	2,5	zła	zła
		C	35—45	98,0	—							
Piasek (Częstochowa)	4	A <sub>1</sub>	5—15	95,7	2,0	7,2	7,5	1,37	7,2	7,7	zła	śred- nia
		(B)	20—35	96,6	4,8	7,3	7,8		4,9	2,8	zła	zła
		C	60—70	94,7	—							
Jaworzniak (Zawiercie)	5	A <sub>1</sub>	5—15	90,7	1,6	7,2	7,4	1,21	16,5	11,4	dobra	śred- nia
		(B)	20—30	90,7	0	7,2	7,7		3,7	1,4	zła	zła
		(B)	35—50	—	0	7,3	7,9		3,8	1,7	zła	zła
		C	50—60	96,4	—							

Zawartość próchnicy jest raczej niska (1—1,5 %), a zatem nie odbiega od jej zawartości w glebach piaskowych. Większa ilość w profilu nr 2 wiąże się z ciężkim składem mechanicznym. Zasobność górnych warstw w łatwo przyswajalny fosfor jest częściej zła niż dobra, a w potas — raczej średnia. Większa zawartość tych składników w poziomie próchnicznym wiąże się ze składem mechanicznym, ewentualnie z intensywniejszym nawożeniem. W głębszych poziomach ilość P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> jest bardzo mała.

Właściwości sorpcyjne ilustruje tab. 3.<sup>3</sup> Cechą charakterystyczną zbadanych gleb jest bardzo wysoki stopień nasycenia kationami zasadowymi (powyżej 90 %, a w wielu nawet 100 %). Wielkość pojemności kationowej jest uzależniona od składu mechanicznego. Dla większości gleb osiąga ona wartość średnią lub niższą, w niektórych natomiast — dosyć wysoką.

■ Kationową pojemność sorpcyjną oraz kationy wymienne określano metodą Mehlich'a (4). Wapń i magnez oznaczano kompleksometrycznie (8), potas i sód — fotometrem płomieniowym, wodór — miareczkowo.

Tab. 3. Właściwości sorpcyjne gleb  
Sorption properties of soils

Miejscowość (powiat)	Nr pro- filu	Poziom, głębo- kość w cm		m.e./100 g gleby			Stopień nasyce- nia w %	m.e./100 g gleby			
				S	H	T		Ca	Mg	K	Na
Olsztyn (Częstochowa)	1	A <sub>1</sub>	5—15	10,0	0,2	10,2	98,0	9,0	0,6	0,10	0,23
		(B)	20—30	10,0	0	10,0	100,0	9,0	0,2	0,11	0,34
Przymiłowice (Częstochowa)	2	A <sub>1</sub>	5—15	22,1	0,4	22,5	98,2	19,8	0,2	0,55	0,63
		(B)	20—30	27,9	1,2	29,1	95,9	26,6	0,4	0,34	0,56
Piasek (Częstochowa)	3	A <sub>1</sub>	5—15	9,0	0,6	9,6	93,■	8,2	0,4	0,13	0,22
Piasek (Częstochowa)	4	A <sub>1</sub>	5—15	10,9	0	10,9	100,0	10,3	0,1	0,16	0,29
		(B)	20—35	10,8	0	10,8	100,0	10,2	0,1	0,10	0,39
Jaworznik (Zawiercie)	5	A <sub>1</sub>	5—15	10,1	0	10,1	100,0	9,2	0,1	0,39	0,36
		(B)	20—30	7,2	0	7,2	100,0	6,6	0,2	0,12	0,30
		(B)	35—50	5,0	0	5,0	100,0	4,6	0,1	0,10	0,21

W składzie kationów wymiennych zdecydowanie przeważa wapń, natomiast magnez występuje w ilościach śladowych. W nieco większych ilościach od magnezu występuje zazwyczaj sód, a w niektórych profilach także potas.

#### DYSKUSJA I WNIOSKI

Badania morfologiczne, a także dane analityczne wskazują, że przynależność typologiczna omawianych gleb wymaga przedyskutowania. Z cech morfologicznych jedynie obecność okruchów skał wapiennych (nie we wszystkich zresztą poziomach) wskazuje na pewien związek tych gleb z rędzinami. Z kolei domieszka szkieletu nie jest zazwyczaj tak duża, aby można było zaliczyć je do rędzin. Brak jest też charakterystycznej dla rędzin struktury, co wiąże się z małą na ogół zawartością próchnicy oraz przeważnie lekkim składem mechanicznym.

Pochodzenie szkieletu wapiennego może tu być zasadniczo dwójakiego rodzaju. W glebach płytko podścielonych wapieniem jest on wydobywany przez pług. W nieco głębszych natomiast profilach może pochodzić z wymieszania przez lodowiec. W pobliżu kamieniołomów jest możliwa jeszcze jedna ewentualność, a mianowicie rozrzucenie skał po powierzchni w czasie eksploatacji.

Z cech chemicznych lekko alkaliczny lub obojętny odczyn przemawia raczej za rędzinami. Brak jest jednakże węglanu wapnia w czę-



ściach ziemistych. Obecny zaś w szkielecie  $\text{CaCO}_3$  jest stosunkowo trudno rozpuszczalny.

Najważniejszym jednak argumentem przemawiającym przeciw zaliczeniu zbadanych gleb do rędzin jest fakt, że są one glebami niecałkowitymi. Wykształciły się bowiem nie z produktów wietrzenia skał wapiennych, lecz z piasków różnej genezy, a niekiedy nawet glin zwałowych, podścielonych wapieniami. A zatem już sama definicja pojęcia rędzin eliminuje je z grupy tych gleb.

Zbadane gleby winny więc być zaliczone do gleb brunatnych, wytworzonych z piasków płytkich nawapieniowych, bądź z glin zwałowych na wapieniach. Przypomnijmy też, że częściowo podobne gleby Miklaszewski (5) określał jako bielico-rędziny lodowcowo-jurajskie.

Warto również przy sposobności nadmienić, że na Lubelszczyźnie, na terenie Pagórów Chełmskich występują podobne gleby tylko na kredowym podłożu. Wskazują na to nasze obserwacje podczas prac kartograficznych prowadzonych w 1956 r., a także najnowsze prace (1).

#### PIŚMIENNICTWO

1. Dobrzański B., Turski R.: An Attempt of Determining Rendzinas Genesis on the Occurrence of Heavy Minerals. Roczn. Gleb., dod. do t. XIV, 1964.
2. Genetyczna klasyfikacja gleb Polski (praca zbiorowa). Roczn. Gleb., t. VII, z. 2, 1959.
3. Mapa gleb Polski, 1:300 000, ark. Kraków, IUNG, Warszawa.
4. Mehlich A.: Rapid Determination of Cation and Anion Exchange Properties and pH of Soils. Journal of the Association of Official Agricultural Chemists, vol. 36, nr 2. Washington 1953, s. 445—457.
5. Miklaszewski S.: Gleby Polski. Warszawa 1930.
6. Lencewicz S.: Geografia fizyczna Polski. Warszawa 1955.
7. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski, wyd. A, 1:300 000, ark. Kraków, P.I.G., Warszawa.
8. Thun R., Herman R.: Methodenbuch. Bd I. Die Untersuchungen von Böden. Neuman Verlag. Berlin 1955.
9. Uziak S.: Rzekome rędziny kredowe na terenie Roztocza. Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sec. B, vol. X, 3, Lublin 1956.

#### РЕЗЮМЕ

В настоящей работе автор излагает результаты исследований нескольких профилей почв, представляющих сравнительно значительные поверхности, особенно на территории Ченстоховской возвышенности. Полевые исследования относились к морфологии почв, а в ла-

бораторных исследованиях автор занялся определением механического состава, содержания углекислого кальция, гумуса, подвижного фосфора и калия, а также поглотительной способности.

На основании произведенных исследований можно прийти к следующим заключениям:

1. Обследованные почвы не являются рендзинами. В типологическом отношении они принадлежат к буроземам, образованным из песков, либо из глин на известняках.

2. Углекислый кальций содержится главным образом в скелете известковых пород, отсутствует же в мелкой фракции. Содержание гумуса сравнительно ничтожное.

3. Реакция описываемых почв слабо щелочная или нейтральная. Степень насыщения щелочными катионами очень высокая, причем кальций составляет здесь главный катион.

## SUMMARY

This paper deals with the investigation results of some soil profiles representing large areas particularly those of the Częstochowa Upland. The field investigations included soil morphology. The laboratory studies, however, dealt with the mechanical composition, and the content of calcium carbonate, humus, easily available phosphorus and potassium, and sorption properties.

From the investigations the following conclusions can be drawn:

1. The examined soils are not rendzinas. As to typology they belong to brown soils formed from sands or loams overlying limestone.

2. Calcium carbonate occurs mainly in the skeleton of lime rock, but it is lacking fractions smaller than 1 mm. The humus content is generally small.

3. The reaction of those soils is slightly basic or neutral. The degree of base saturation is very high, where calcium is the dominating cation.

ANNALES  
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA  
LUBLIN — POLONIA

VOL. XVIII, 3

SECTIO B

1963

---

Z Katedry Gleboznawstwa Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UMCS  
Kierownik: prof. dr Bohdan Dobrzański

---

Józef POMIAN

**Wpływ rzeźby terenu na występowanie rędzin fliszowych**

**Влияние рельефа местности на образование флишевых рендзин**

**The Influence of Field Relief on Flysch Rendzinas**

WSTĘP

Gleby węglanowe wytworzone z fliszu karpackiego zainteresowały gleboznawców stosunkowo niedawno, dlatego też w dotychczasowej literaturze gleboznawczej niewiele jest prac poświęconych temu zagadnieniu. Powstawanie tych gleb szerzej omawia Dobrzański (4) określając je po raz pierwszy jako rędziny fliszowe. Inni autorzy (5, 6, 7, 11, 19, 20, 42, 43, 44), opisując gleby Karpat, wspominają krótko o występowaniu rędzin na skałach fliszowych.

Brak większego zainteresowania tymi utworami wpływa, jak się wydaje stąd, że gleby węglanowe wytworzone z fliszu karpackiego zajmują niewielki odsetek powierzchni oraz występują w kompleksach z glebami brunatnymi. Oprócz tego budowa profilów rędzin fliszowych jest podobna do budowy gleb brunatnych, powszechnie występujących na badanym terenie.

Ze względu jednak na odmienne właściwości fizyczne i chemiczne karpackie gleby węglanowe zasługują na dokładniejsze omówienie.

Praca niniejsza próbuje wyjaśnić niektóre zagadnienia związane z występowaniem gleb węglanowych wytworzonych na fliszu karpackim oraz podaje krótką charakterystykę ich ważniejszych właściwości fizycznych i chemicznych.

Badania nad wpływem rzeźby terenu, erozji, układu warstw skalnych oraz charakteru skały macierzystej na występowanie rędzin fliszowych przeprowadzono na terenie Pogórza Karpackiego w rejonach





Ryc. 1. Rozmieszczenie punktów badawczych na tle schematycznej mapy geologicznej Karpat fliszowych: 1 — utwory nie fliszowe; 2 — margle, wapienie, łupki i piaskowce (kreda); 3 — pstry łupki, piaskowce ciężkowickie, hieroglifowe i podmagurskie oraz flisz podhalański (eocen — paleocen); 4 — łupki menilitowe i piaskowce magurskie (oligocen — eocen); 5 — warstwy krośnieńskie (oligocen); 6 — południowa granica zlodowacenia krakowskiego; 7 — punkty badań

Distribution of investigation places on the schematic geological map of the Flysch Carpathians: 1 — non-flysch deposits; 2 — marls, limestones, shales and sandstones (cretaceous); 3 — red shales, Ciężkowice sandstones, hieroglific beds and Podhale flysch (Eocene-Paleocene); 4 — menillite shales and Magura sandstones (Oligocene-Eocene); 5 — Krosno beds (Oligocene); 6 — the south boundary of Kraków glaciation; 7 — the points of investigations

występowania większych powierzchni tych gleb (ryc. 1). W latach 1960—62 zbadano szereg profili oraz pobrano próbki do badań laboratoryjnych w następujących rejonach (16):

- 1) Pogórze Dynowskie — okolice Krzywczy i Babic;
- 2) Wzgórza Rymanowskie — okolice Beska;
- 3) Pogórze Ciężkowickie — okolice Brzostka i Bukowej;
- 4) Kotlina Krośnieńska — okolice Miejsca Piastowego;
- 5) Pogórze Śląskie — okolice Bielska i Skoczowa.

Pogórze Karpackie jest krainą wyżynno-pagórkową. Najczęściej występującymi formami rzeźby są garby oddzielone względnie szerokimi dolinami. Wzniesienia międzydolinne są przeważnie szerokie i płaskie, o zrównanych partiach grzbietowych, rzadko przekraczających 400 lub 500 m n.p.m. Wysokości względne na terenie Pogórza Karpackiego zawierają się w granicach od 100 do 250 m (16, 21).

W związku ze znaczną wysokością bezwzględną Pogórza pozostają względnie obfite opady atmosferyczne. Suma opadów rocznych wynosi tu od 600 do 900 mm, a największa ich ilość przypada na miesiące letnie (VI, VII, VIII). Średnie roczne sumy opadów atmosferycznych za okres 1891—1930 dla stacji leżących najbliżej badanych przeze mnie terenów wynosi: dla Birczy — 768 mm, dla Beska — 808 mm, dla Frysztaka — 724 mm, Suchodołu — 737 mm, Skoczowa — 926 mm (Wiszniewski i 46).

Klimatycznie Pogórze Karpackie zostało zaliczone do przedkarpackiej dzielnicy rolniczo-klimatycznej (32).

Pogórze Karpackie zbudowane jest z utworów wieku kredowego i paleogeńskiego o specyficznym charakterze petrograficznym i stratygraficznym, powszechnie nazywanych fliszem. Fliszem nazywamy zespół naprzemianległych piaskowców, zlepieńców i łupków, w których rytmicznie po sobie następują ławice tych skał. Cechą charakterystyczną dla fliszu jest występowanie kilku lub wszystkich wymienionych typów skał na niewielkim obszarze, a nawet, co się często zdarza, w jednej odkrywce spotyka się różne typy tych utworów.

Piaskowce fliszowe wietrzejąc, dają utwór o składzie mechanicznym przeważnie pylastym, dlatego też słuszniejszą nazwą dla tego typu skał byłaby nazwa: pyłowce. Łupki fliszowe o różnej odporności na wietrzenie i różnej barwie mają najczęściej charakter ilasty.

W niektórych poziomach dość powszechnie występują osady węglanowe w postaci łupków i piaskowców marglistych, margli ilastych, a nawet wapieni marglistych (3, 14, 15, 18, 24, 27, 39, 40, 45).

W rejonie Krzywczy i Babic na zbadanym terenie występują warstwy kredowe serii inoceramowej. W warstwach tych spotykamy najczęściej średnie i gruboziarniste piaskowce, nierzadko o lepszemu wa-

piennym, ciemnoszare łupki ilasto-piaszczyste, łupki ilaste i margliste, piaskowce ilasto-margliste oraz twarde margle (45).

Zbadany teren w okolicy Beska, Miejsca Piastowego, Bukowej i Brzostka budują warstwy krośnieńskie. Warstwy te zawierają najczęściej szare, średnioziarniste piaskowce, twarde i zbite, ze znaczną zawartością miki, przewarstwione licznymi wkładkami łupków ilastych. Powszechnie występują tu też szare, brunatne i czarne łupki ilaste, często silnie wapniste, szare margle oraz ciemno-szare piaskowce margliste i wapniste. Występują tu również warstwy wapnisto-syderytowe (14, 39). Ogólnie należy stwierdzić, że warstwy krośnieńskie cechuje duża, jak na utwory fliszowe, zawartość węglanu wapnia.

W okolicy Bielska i Skoczowa zalegają utwory dolno-kredowe wchodzące w skład płaszczowiny cieszyńskiej, wśród których na uwagę zasługują przede wszystkim dolne i górne łupki cieszyńskie oraz wapienie cieszyńskie, zawierające znaczną ilość węglanu wapnia, szczególnie te ostatnie (18, 27).

#### WARUNKI WYSTĘPOWANIA RĘDZIN FLISZOWYCH

Jak wspomniano wyżej, utwory fliszowe budujące Pogórze Karpackie są reprezentowane licznie przez warstwy zawierające znaczny odsetek węglanu wapnia. Największą ilość tego składnika znaleziono w warstwach cieszyńskich, średnio około 50 %, a niektóre wapienie margliste zawierają do 93 %  $\text{CaCO}_3$  (tab. 2, 4, 6). Mniejszą ilość tego składnika znaleziono w warstwach kredowych, serii inoceramowej oraz w warstwach krośnieńskich, średnio około 30 %. W warstwach tych większą ilość  $\text{CaCO}_3$  spotykano w marglach ilastych i łupkach marglistych, średnio około 33 %, natomiast w marglach piaszczystych i piaskach marglistych około 27 %, chociaż i tu zdarzały się margle piaszczyste o znacznej zawartości  $\text{CaCO}_3$  (47 %). Ta zawartość węglanu wapnia w utworach fliszowych jest na pewno zaniżona ze względu na stosunkowo niewielkie głębokości próbek pobranych do oznaczeń (150 cm). Średnia zawartość  $\text{CaCO}_3$  w warstwach krośnieńskich wynosi 33 % i utrzymuje się na tym samym poziomie w całym profilu pionowym (15).

Rędziny wytworzone z utworów fliszowych węglanowych, tak jak i większość rędzin występujących w Polsce, należą do gleb młodych, gdyż są stale odmładzane (8, 10, 35). Mała odporność na wietrzenie skał fliszowych oraz znaczne opady atmosferyczne, sprzyjają wymywaniu węglanu wapnia z górnych poziomów glebowych, a tym samym przyspieszają starzenie się rędzin fliszowych. Ponieważ do typu rędzin zaliczamy tylko te gleby, które powstały ze skał zasobnych w węglany



i wykazują burzenie z HCl w całym profilu glebowym, rędziny fliszowe w przypadku starzenia się szybko przechodzą do innego typu gleb.

Czynnikami glebotwórczymi, które z jednej strony przeciwstawiają się starzeniu rędzin, a z drugiej sprzyjają powstawaniu nowych powierzchni tych gleb, są: rzeźba terenu, opady atmosferyczne, użytkowanie terenu oraz brak naturalnej szaty roślinnej. Bogata rzeźba terenu, przy znacznych opadach atmosferycznych i ubogiej szacie leśnej, przyczynia się do wzmożenia procesów erozyjnych, które odmładzają stale pokrywę glebową Pogórza Karpackiego. Zjawiska erozyjne występują tu powszechnie i intensywnie. Pod względem nasilenia erozji gleb w Polsce Reniger zaliczyła Pogórze Karpackie do VII klasy (28).

Na omawianym terenie mają miejsce najczęściej następujące zjawiska erozyjne, wywierające przemożny wpływ na występowanie rędzin fliszowych (1, 2, 7, 12, 17, 21, 25, 29, 30, 31, 33, 34): 1) zmyw powierzchniowy; 2) ściekanie lub spełzywanie uwodnionej powierzchniowej warstwy gleby; 3) rozmywy, w rezultacie których tworzą się głębokie wąwozy i wyrwy; 4) rozmywanie den i brzegów przez stałe strugi wodne; 5) usuwanie się większych partii ziemnych i skalnych; 6) przemieszczanie gleb w trakcie pracy narzędzi rolniczych.

Nie zawsze jednak erozja gleb, nawet przy bardzo bogatej rzeźbie i znacznych opadach, jest czynnikiem dominującym w kształtowaniu się gleb węglanowych omawianego terenu. Zbocza nawet o dużym nachyleniu, posiadające dobrą okrywę leśną, odznaczającą się bardzo małą erozją (22, 29), która praktycznie nie wpływa na zmianę budowy profilu glebowego. W tym przypadku czynnikami glebotwórczymi, mającymi przemożny wpływ na kształtowanie się gleb, są klimat i szata roślinna.

W warunkach naturalnych, przed ingerencją człowieka badany teren pokrywała zwarcie roślinność leśna, w dużym stopniu ograniczająca erozję. W tym okresie z uwagi na drenującą działalność korzeni drzew i dość duże opady atmosferyczne czynniki glebotwórcze zmierzały do tworzenia się gleb brunatnych i bielcowych nawet na skałach dość zasobnych w węglan wapnia. Rędziny fliszowe w tym okresie występowały rzadko i obejmowały niewielkie powierzchnie. W trakcie badań terenowych stwierdzono sporadyczne występowanie niewielkich powierzchni rędzin fliszowych z roślinnością leśną, najczęściej w rejonach objętych procesami osuwiskowymi.

Dopiero zmniejszenie powierzchni leśnej i wprowadzenie na niej uprawy rolnej spotęgowało erozję gleb, w konsekwencji — zwiększenie areалу gleb węglanowych. Współczesna gospodarka rolna w końcowym efekcie prowadzi do dalszego powiększania ich powierzchni.

Jak z tego wynika, o występowaniu rędzin fliszowych decyduje nie tylko zasobność w  $\text{CaCO}_3$  skały macierzystej, ale także i rzeźba terenu,

klimat, roślinność oraz rodzaj użytkowania ziemi. Gleby węglanowe na Pogórzu rozwinęły się na różnych wiekowo utworach fliszowych. Zalegają one w różnych położeniach topograficznych, zależnie od przewagi tego lub innego czynnika glebotwórczego.

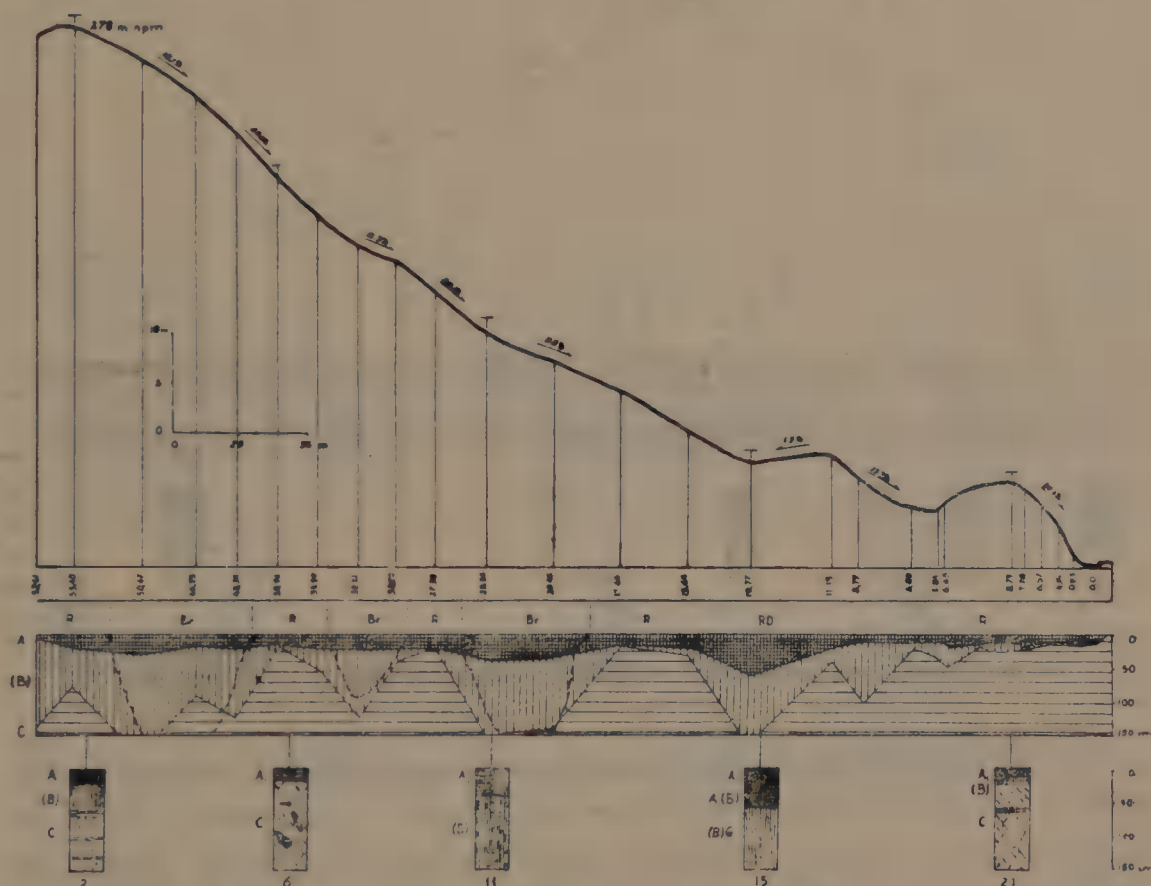
W okolicach Babic i Ruszelczyc zbadano rędziny powstałe ze skał kredowych serii inoceramowej. Gleby te w tym rejonie występują najczęściej na stromych, uprawianych rolniczo zboczach. Największe powierzchnie rędzin fliszowych (do kilku ha) znajdowano na zboczach modelowanych przez osuwiska. Ruchy mas ziemno-skalnych występują powszechnie w tym rejonie i obejmują niejednokrotnie duże powierzchnie (30, 33, 34, 38). Jak znaczne powierzchnie ulegają ruchom masowym ilustrują następujące przykłady: osuwisko w Lubogoszczy posiada 1800 m długości i od 600—700 m szerokości, co stanowi obszar ponad 100 ha (38). Osuwisko Duszatyńskie obejmuje ponad 30 ha (21). W dorzeczu potoku Łukawica w roku 1953 w czasie tylko jednej ulewy na powierzchni 50 ha systemu dolinnego zsuwy objęły 38 % powierzchni zboczy dolin (34).

Ostatnim okresem wzmożonej działalności ruchów masowych w formie osuwisk był okres końcowych zmian klimatycznych epoki lodowej. Obecnie jedynie w okresach i latach o obfitych opadach obserwujemy dość powszechnie te ruchy, związane ze szczególnymi warunkami geomorfologicznymi i geologicznymi, panującymi na Pogórzu Karpackim. Po dość obfitych opadach wiosennych w roku 1962, obserwowano liczne mniejsze i większe osuwiska, występujące w badanym rejonie oraz w innych rejonach Pogorza Karpackiego (ryc. 13, 14). Częste występowanie poziomów ilastych i marglistych, przy intensywnym spękanii tektonicznym fliszu oraz znacznym nachyleniu warstw skalnych, przyczynia się do ciągłego zachodzenia tego procesu nawet przy niewielkich opadach.

Jak zwiększa się powierzchnia obszarów osuwiskowych współcześnie może zilustrować poniższy przykład podany przez K. Pękale: w r. 1937 na powierzchni 100 km<sup>2</sup> skartowanych w okolicy Krzywczy, 14,9 % powierzchni zajmowały osuwiska, zaś w roku 1960 na 100 km<sup>2</sup> tej samej powierzchni osuwiska zajmują 19,2 % skartowanego terenu (25, 45). Procesom osuwiskowym towarzyszą zwykle wzmożone procesy spęływania i zmywania gleb, w dużym stopniu wpływające na występowanie gleb węglanowych.

Charakter występowania rędzin fliszowych w okolicy Babic i Ruszelczyc ilustrują przekroje niwelacyjno-glebowe (ryc. 2, 3, 4), wykonane na starych osuwiskach zboczowych w dolinie Sanu. Jak widać na załączonych przekrojach, rędziny fliszowe występują tutaj w kompleksie z glebami brunatnymi. Obserwujemy bardzo dużą zmienność

glebową, nawet na niewielkich przestrzeniach. Gleby węglanowe przeplatają się z glebami brunatnymi w najdziwniejszy sposób, zależnie od rzeźby terenu, kierunku uprawy, szaty roślinnej, układu warstw, a nawet od szerokości uprawianych pól. Na polu o szerokości 6 m występuje gleba węglanowa, gdy obok na polu o szerokości 26 m w takich samych warunkach morfologicznych zalega gleba brunatna.



Ryc. 2. Przekrój niwelacyjno-glebowy nr I — Ruszelczyce: R — rędziny, Br — gleby brunatne, linia przerywana — głębokość burzenia z HCl

Soil cross section no. I — Ruszelczyce: R — rendzina soils, Br — brown soils, interrupted line — the depth of reaction with HCl

Dość znaczny wpływ na występowanie rędzin ma także kierunek uprawy mechanicznej. Najczęściej i największe powierzchnie rędzin spotykano na zboczach uprawianych zgodnie ze spadkiem i nachylnych niekiedy pod kątem większym niż 40 % (ryc. 15). Uprawa równoległa do izohips doprowadza do powstania teras, które w dużym stopniu ograniczają powierzchniową erozję gleb. Na zboczach sterasowanych nierzadko spotykano rędziny pod skarpami, gdy na skarpach zalegały gleby brunatne często namyte (ryc. 16).



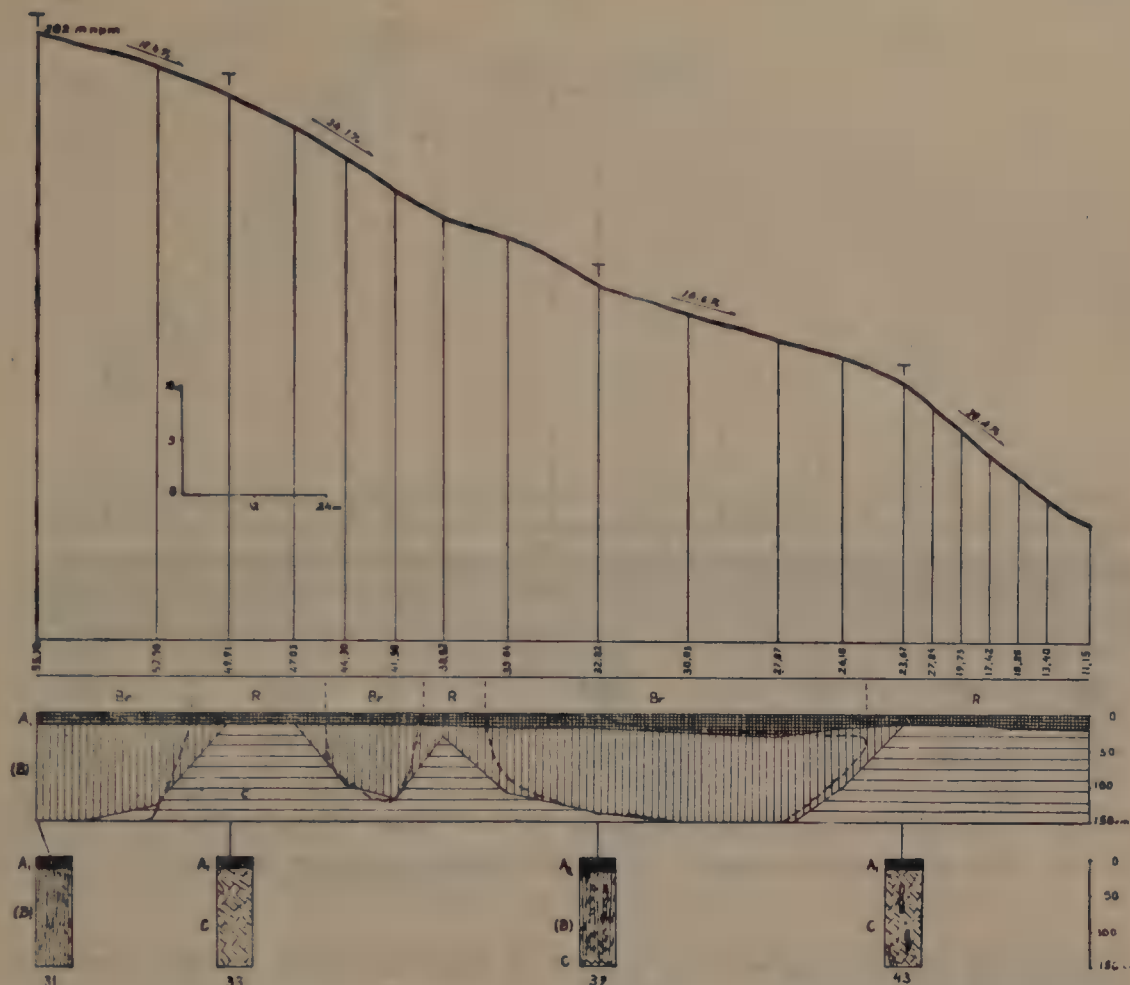


Ryc. 3. Przekrój niwelacyjno-glebowy nr II — Babice. Objaśnienia zob. ryc. 2  
Soil cross section no. II — Babice. Explanations as in Fig. 2

Na dość stromych zboczach na Pogórzu powszechnie oddanych pod uprawę rolną, zachodzić musi proces splukiwania i splęzywania wierzchnich poziomów gleby. Natężenie zmywu powierzchniowego wiąże się nie tylko z nachyleniem i długością stoku, ale także i z jego kształtem.

Profile niwelacyjno-glebowe wykazują, że procesy erozji gleb zachodzą najintensywniej na zboczach wypukłych. Zbocza wypukłe posiadają z reguły profil glebowy płytki. Bardzo często tuż pod sztucznie zwiększonym przez orkę poziomem próchnicznym znajduje się skała macierzysta. Zbocza takie w przypadku zalegania skał węglanowych pokrywają rędziny (ryc. 2, 4, 8).

Na zboczach o kształtach złożonych stwierdzono w odcinkach wklęsłych, mimo dość znacznego ich nachylenia (ok. 15 %), akumulację materiału zmywanego z odcinków wypukłych (ryc. 2, 3, 4). Spostrzeżenia te są zgodne z obserwacjami P o l a k o w a (26), który nawet wprowadza liczbowy współczynnik natężenia erozji dla zbocza, w zależności od jego kształtu, a mianowicie: dla zbocza wklęsłego — 0,5; dla zbocza o spadku

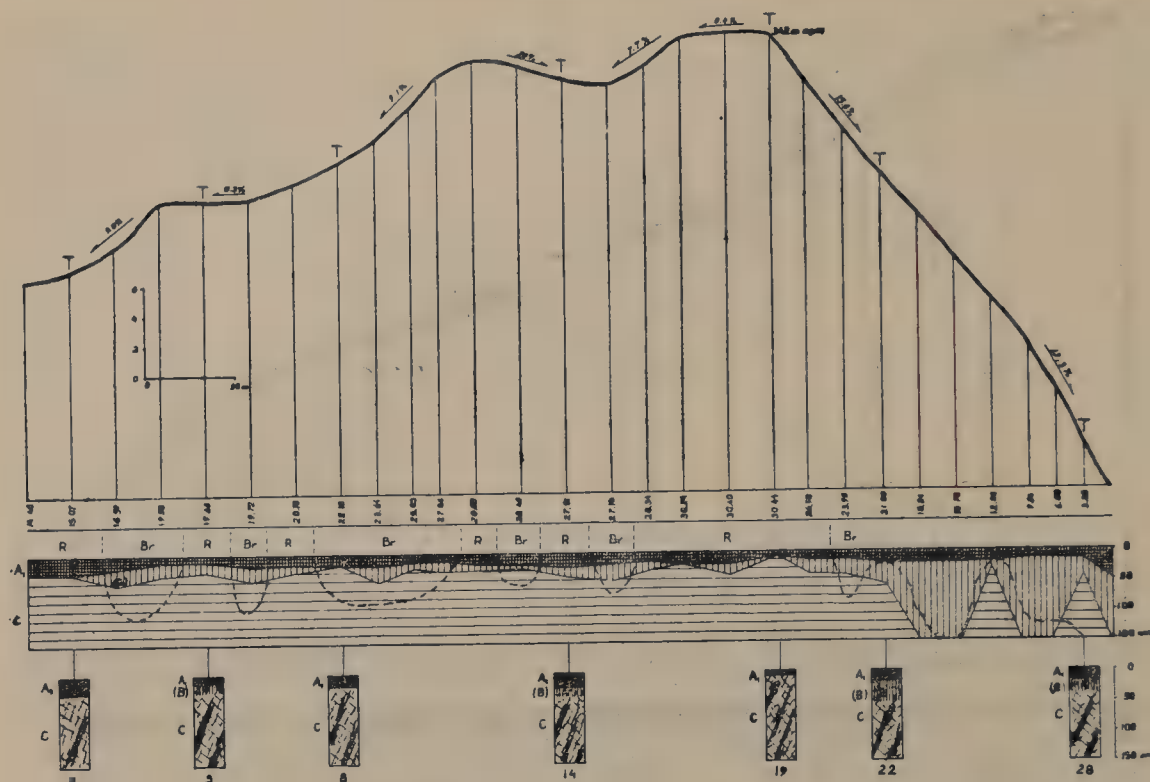


Ryc. 4. Przekrój niwelacyjno-glebowy nr III — Babice. Objaśnienia zob. ryc. 2  
Soil cross section no. III — Babice. Explanations as in Fig. 2

równomiernym — 1, zaś dla zbocza wypukłego określa ten współczynnik na 1,5.

W okolicach Babic i Ruszelczyc rzadko spotykano niewielkie powierzchnie rędzin na grzbietach, rzadko także w obszarach leśnych. W takich położeniach, które ograniczają wyraźnie erozję i wykazują zwykle miększą warstwę zwietrzliny, występują gleby brunatne, często kwaśne.

W okolicach Beska z uwagi na stromo zapadające warstwy skalne (od 60 do 70°) gleby węglanowe znajdują się zwykle na kulminacjach terenowych lub na wierzchołkach o nierównej linii grzbietowej. Duży kąt nachylenia warstw skalnych z jednej strony sprzyja tworzeniu się rędzin, lecz z drugiej, ze względu na dużą zmienność petrograficzną, ogranicza ich zasięg.

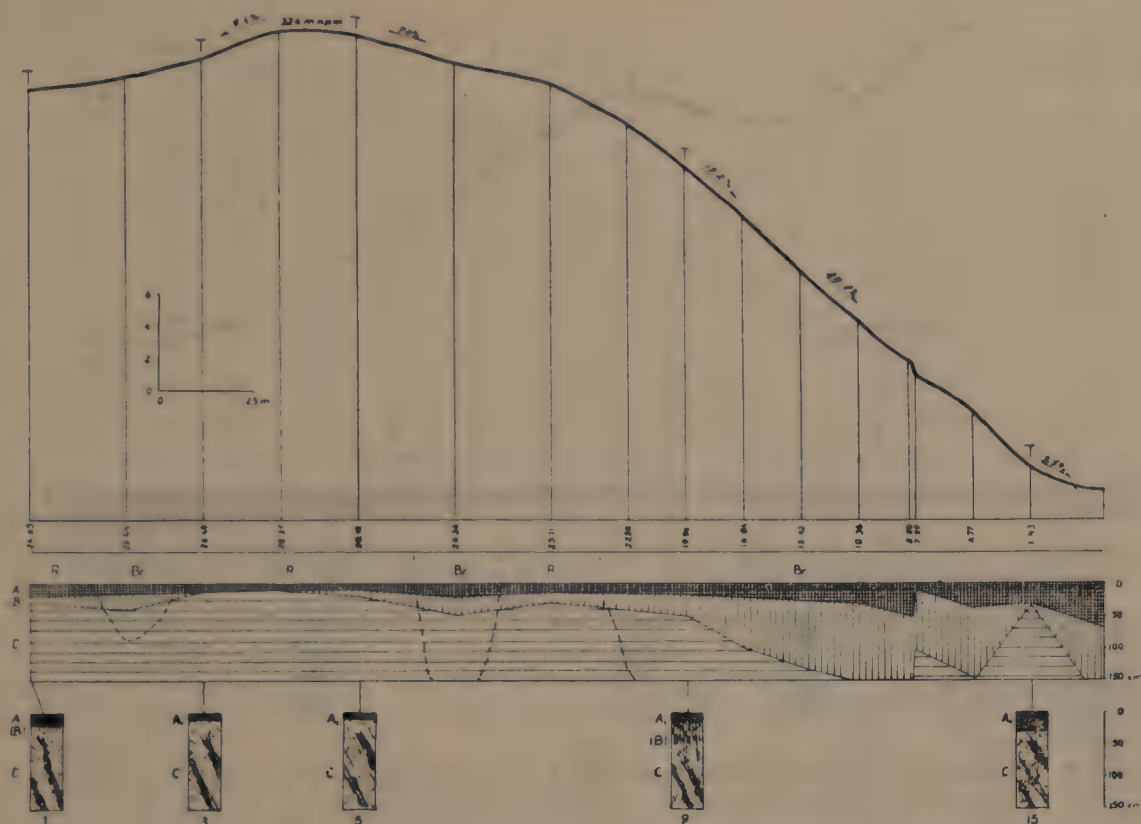


Ryc. 5. Przekrój niwelacyjno-glebowy nr IV — Besko. Objaśnienia zob. ryc. 2  
Soil cross section no. IV — Besko. Explanations as in Fig. 2

Przekrój niwelacyjno-glebowy (ryc. 5) poprowadzony wzdłuż grzbietu ilustruje sposób zalegania rędzin przy upadzie warstw skalnych zbliżonym do pionowego. Gleby węglanowe, na demonstrowanym (ryc. 5) obszarze występujące w kompleksie z glebami brunatnymi, zajmują najczęściej wyniosłości terenowe, które odpowiadają wychodniom bardziej odpornych na wietrzenie skał, zaś w obniżeniach morfologicznych występują zwykle gleby brunatne. Powierzchnie poszczególnych zasięgów gleb węglanowych, licznie występujących w tym rejonie, są niewielkie i z reguły nie przekraczają powierzchni kilku ha. Rzadko spotykano tu rędziny na zboczach (ryc. 5, 6), a wyjątkowo pod lasami.

W Kotlinie Krośnieńskiej w okolicach Miejsca Piastowego gleby węglanowe można spotkać zwykle na wyniosłościach, wznoszących się ponad poziomem dennym. Gleby te zalegają nie tylko na partiach szczytowych większych wzgórz i stromych zboczach, lecz także na niewielkich wzniesieniach oraz zboczach o małym nachyleniu (od 2 do 5%). Czynniki warunkujące występowanie rędzin na zboczach o małym nachyleniu są: obecność skał zasobnych w węglan wapnia oraz długoletnia uprawa mechaniczna. Podobnie jak w poprzednio scharakteryzo-



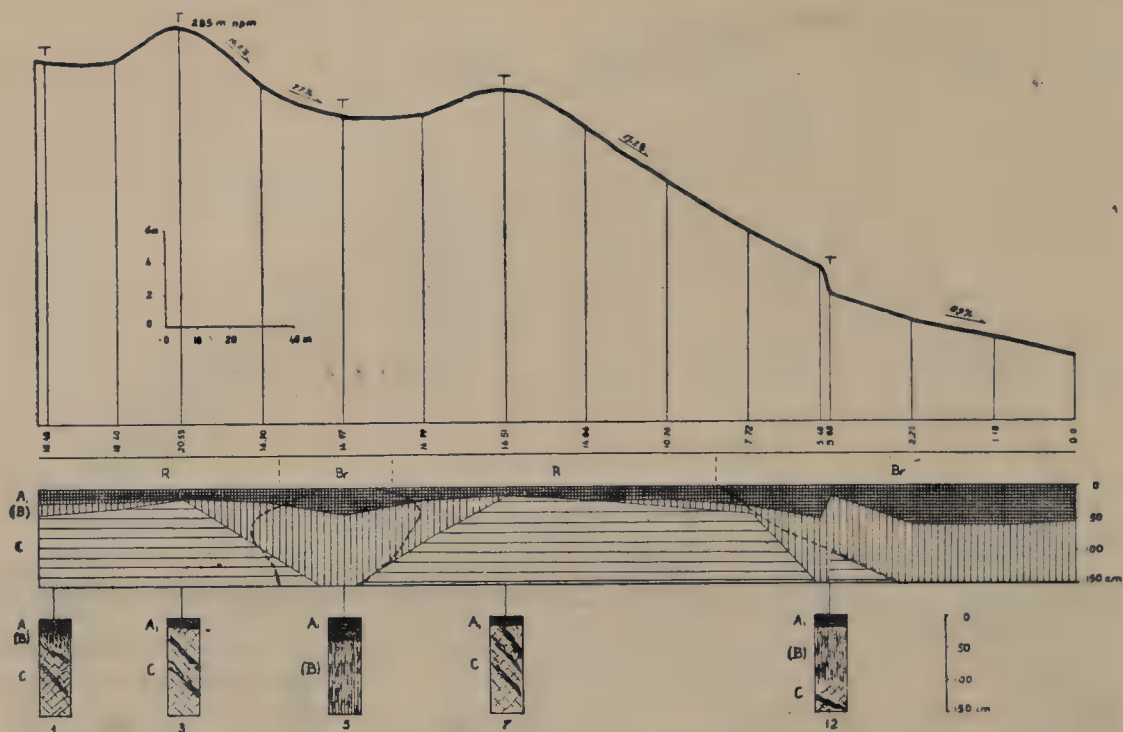


Ryc. 6. Przekrój niwelacyjno-glebowy nr V — Besko. Objaśnienia zob. ryc. 2  
Soil cross section no. V — Besko. Explanations as in Fig. 2

wanych okolicach tak i tu rędziny fliszowe występują w kompleksach z glebami brunatnymi, zajmując powierzchnię do kilku ha.

W okolicy Brzostka gleby zasobne w węglan wapnia występują prawie na wszystkich kulminacjach, zbudowanych przeważnie z piaskowców marglistych. W obniżeniach zaś, jak to wykazuje przekrój niwelacyjno-glebowy (ryc. 7), występują gleby brunatne. Rzadko spotykano tu rędziny zalegające na zboczach. Powierzchnie zajęte przez gleby węglanowe w rejonie Brzostka nie są zbyt duże, wynoszą najczęściej od kilku arów do kilku ha. Podobnie jak w Besku tak i tutaj upad warstw fliszowych zbliżony jest do pionowego.

W rejonie Bukowej znajdowano duże powierzchnie, do kilkunastu ha, gleb węglanowych, zalegających na stromych zboczach głęboko wciętych dolin. Zbocza te są uprawiane, a ich profil poprzeczny jest najczęściej wypukły (ryc. 8). Dominującymi czynnikami, kształtującymi profile gleb węglanowych są tutaj przede wszystkim zmywy powierzchniowe, spalanie wierzchnich warstw gleby oraz ich przemieszczanie przez narzędzia rolnicze w trakcie uprawy prowadzonej najczęściej zgodnie z największym spadkiem. Z uwagi na dość znaczne nachylenie zboczy,



Ryc. 7. Przekrój niwelacyjno-glebowy nr VI — Brzostek. Objasnienia zob. ryc. 2  
Soil cross section no. VI — Brzostek. Explanations as in Fig. 2

natężenie erozji gleb jest bardzo duże. Na zboczach tych profile glebowe są bardzo płytkie i najczęściej tuż pod poziomem próchnicznym zalega skała macierzysta.

Profil niwelacyjno-glebowy (ryc. 8), wykonany na zboczu doliny Wisłoki ilustruje nam budowę oraz sposób zalegania rędzin fliszowych w okolicach Bukowej. Na dość płaskich grzbietach nie spotykano tu większych powierzchni pokrytych rędzinami. Są one zwykle pokryte zwietrzeliną, z której  $\text{CaCO}_3$  został wymyty do głębszych poziomów. Występują tu głównie gleby brunatne kwaśne, pomimo znacznej zawartości  $\text{CaCO}_3$  w głębszych poziomach. Rzadko spotykano gleby węglanowe pod lasami i to najczęściej w pobliżu głębokich młodych wcięć erozyjnych.

W rejonie Bielska i Skoczowa rędziny powstały na warstwach cie-szyńskich, najbardziej zasobnych w  $\text{CaCO}_3$  skałach fliszowych. Z uwagi na bardziej poziome zaleganie warstw skalnych oraz ich dużą wapni-  
stość, zasięgi rędzin występujących na tym terenie są bardziej zwarte i zajmują większe powierzchnie niż w innych częściach Pogórza Karpackiego. Powszechnie spotyka się tu rędziny fliszowe nawet na zbo-  
czach dość połogich, na których natężenie erozji powierzchniowej jest minimalne. Takie występowanie rędzin uwarunkowane jest znaczną



Ryc. 8. Przekrój niwelacyjno-glebowy nr VII — Bukowa. Objaśnienia zob. ryc. 2  
Soil cross section no. VII — Bukowa. Explanations as in Fig. 2

odpornością na wietrzenie warstw cieszyńskich oraz ich dużą zasobnością w  $\text{CaCO}_3$ . W rejonie Bielska i Skoczowa częściej też spotkać można rędziny fliszowe na terenach pokrytych lasem.

#### PODZIAŁ I WŁAŚCIWOŚCI RĘDZIN FLISZOWYCH

Gleby węglanowe wytworzone z fliszu karpackiego zaliczono zgodnie z przyjętą klasyfikacją PTG do typu rędzin brunatnych (13). Dobrzański, wprowadzając termin „rędziny fliszowe”, zaproponował ich podział oparty na wieku geologicznym utworów skalnych oraz ich charakterze petrograficznym (5).

Obserwacje terenowe oraz dane analityczne wykazały, że na właściwości gleb węglanowych wytworzonych z fliszu karpackiego ma znacznie większy wpływ charakter petrograficzny skał niż ich wiek geologiczny. Z uwagi na to, wśród rędzin fliszowych wyróżniono:

A. Rędziny powstałe in situ:

1) z łupków ilasto-marglistych i margli ilastych oraz wapieni marglistych:



- a) płytkie od 0 do 25 cm,
- b) średnio głębokie od 25 do 50 cm,
- c) głębokie ponad 50 cm;
- 2) z łupków ilasto-marglistych przeławiconych wkładkami piaskowców marglistych:
  - a) płytkie od 0 do 25 cm,
  - b) średnio głębokie od 25 do 50 cm,
  - c) głębokie ponad 50 cm;
- 3) z piaskowców marglistych i wapnistych:
  - a) płytkie od 0 do 25 cm,
  - b) średnio głębokie od 25 do 50 cm,
  - c) głębokie ponad 50 cm.
- B. Rędziny deluwialne (namyte).

A. 1. Rędziny fliszowe wytworzone z łupków ilasto-marglistych posiadają najczęściej dobrze wykształcony profil glebowy. Są to gleby głębokie lub średnio głębokie, wyjątkowo na uprawianych stromych zboczach płytkie (ryc. 4, 8). Rędziny fliszowe powstałe z margli ilastych i wapieni marglistych są glebami o słabiej wykształconym profilu glebowym, znajdują się zwykle w grupie gleb płytkich lub średnio głębokich. W górnych poziomach tych gleb znajdowano znacznie większe ilości szkieletu niż w glebach wytworzonych z łupków ilastych.

Gleby węglanowe wytworzone z łupków ilasto-marglistych i margli ilastych oraz wapieni marglistych posiadają najczęściej bardzo ciężki skład mechaniczny. Ilość części spławialnych jest znaczna i średnio w górnych poziomach wynosi około 70 % (na próbkę bezwęglanową). Ilość ta wzrasta w głąb profilu niekiedy nawet do 90 % (tab. 1). Skała macierzysta zawiera znacznie większy odsetek części spławialnych, często ponad 90 %, zaś średnia ich zawartość oscyluje w pobliżu 80 %. Omawiane gleby zawierają bardzo małą domieszkę cząstek piaszczystych — średnio około 4 %, natomiast skała macierzysta przeważnie pozbawiona jest cząstek piaszczystych. Ilość cząstek pylastych w poziomie próchnicznym jest znaczna i waha się od 16 do 47 %.

Gleby te odznaczają się dość znaczną porowatością ogólną szczególnie w poziomie akumulacyjnym, małą pojemnością powietrzną oraz bardzo małą przepuszczalnością wodną (tab. 9). Pomimo bardzo ciężkiego składu mechanicznego gleby te dzięki odpornej na rozmakanie strukturze ziarnistej, przy odpowiedniej wilgotności mogą być stosunkowo łatwo uprawiane. Gdy są za suche lub za mokre, uprawa mechaniczna jest wręcz niemożliwa. Gleby te ze względu na swą maziistość w stanie wilgotnym nazywane są w okolicach Skoczowa „ślinami”.

Zawartość węglanu wapnia w tych glebach jest różna, lecz w zasadzie niewiele odbiega od zawartości tego składnika w rędzinach powstałych ze skał kredowych i trzeciorzędowych Wyżyny Lubelskiej lub skał węglanowych innych rejonów Polski (8, 23, 36, 37, 41). Najwięcej węglanu wapnia w poziomie próchnicznym znajdowano w rędzinach płytkich. Średnio w głębszych poziomach ilość węglanu wapnia wynosi około 30 % (tab. 2).

Omawiane gleby cechuje znaczna zawartość próchnicy, najczęściej powyżej 3 %, a niekiedy dochodzi ona nawet do 8 %. Dość znaczna ilość próchnicy znajduje się i w głębszych poziomach glebowych, nierzadko nawet powyżej 2 %. Oprócz znacznej ilości próchnicy gleby te wyróżniają się spośród gleb fliszowych niewęglanowych dość znaczną zawartością łatwo dostępnego dla roślin fosforu (tab. 2). Budowę morfologiczną oraz niektóre właściwości może scharakteryzować opis jednej z najbardziej typowych odkrywek:

Profil nr 32, Międzyrzecze Górne, pow. Bielsko

Odkrywka znajduje się 330 m n.p.m. na zboczu o nachyleniu  $6^\circ$  i ekspozycji zachodniej. Obszar uprawiany rolniczo. Całe dość rozległe zbocze o wyrównanym nachyleniu oraz sąsiednie zbocza zajmują rędziny o podobnej budowie i właściwościach.

- |               |   |
|---------------|---|
| 0—12 cm       | poziom próchniczny barwy ciemnoszarej, skład mechaniczny ilasty, struktura ziarnista, układ zwiezły, przejście wyraźne, niewielka domieszka szkieletu w postaci żwirków, 10,4% $\text{CaCO}_3$ oraz 2,9% próchnicy. |
| 12—20 cm      | poziom brunatnienia barwy jasnobrunatnej, struktura pryzmatyczna, układ zwiezły, skład mechaniczny ilasty, przejście stopniowe, 17,8% $\text{CaCO}_3$ i 1,5% próchnicy.   |
| 20—60 cm      | poziom brunatnienia warstwowany, naprzemianległe ciemnoszare i brunatne smugi, skład mechaniczny ilasty z niewielką domieszka szkieletu w postaci żwirków, 37,0% $\text{CaCO}_3$ i 0,9% próchnicy.                  |
| poniżej 60 cm | poziom skały macierzystej w postaci słabo zwiertzałych ciemnych łupków cieszyńskich, zapadających pod kątem $24^\circ$ ku N, posiada z rzadka rozrzucone żwirki oraz 57,1% $\text{CaCO}_3$ .                        |

A. 2. Rędziny fliszowe wytworzone z łupków ilasto-marglistych, przeławiconych wkładkami piaskowców marglistych są glebami najczęściej płytkimi, rzadziej średnio głębokimi lub głębokimi. Posiadają znacznie lżejszy skład mechaniczny niż gleby wymienione w punkcie 1. Są to gleby przeważnie o składzie mechanicznym glin średnich, rzadziej glin lekkich i ciężkich (tab. 3).

Gleby te cechuje dobra struktura ziarnista, odporna na rozmakanie, mniejsza porowatość ogólna oraz większa pojemność powietrza w porównaniu do rędzin fliszowych ilastych (tab. 9). Omawiane gleby wykazują też niezłą przepuszczalność wodną. Gleby te są niezbyt ciężkie do

Tab. 1. Skład mechaniczny rędzin fliszowych utworzonych z łupków ilasto-marglistych, margli ilastych i wapieni marglistych

Mechanical composition of flysch rendzinas formed from argillaceous-marly shales, argillaceous marls and marly calcites

Miejscowość	Nr prof.	Poziom	Głęb. w cm	Czast. szkieł. (>1mm)	Średnica cząstek ziemnistych w mm										Suma cząstek				Miaższosc gleby
					1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,02	0,02-0,006	0,006-0,002	0,002-0,001	0,001-0,0005	0,0005-0,0002	1-0,1	0,1-0,02	0,02-0,002	0,002-0,0005	
					%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
Głowienka	4	A <sub>1</sub>	5-15	0,0	0,2	0,2	0,6	6	19	18	15	41	1	25	74				
		(B)	30-40	12,0	0,0	0,0	0,0	3	16	19	20	42	0	19	81				
		C	100-110	—	0,0	0,0	0,0	2	6	24	26	42	0	8	92				
Targowiska	6	A <sub>1</sub>	5-15	0,0	0,1	0,3	1,6	8	18	21	16	35	2	26	72				
		(B)	25-35	15,0	0,0	0,0	0,0	6	10	24	17	43	0	16	84				
		C	60-80	—	0,0	0,0	0,0	5	9	26	23	37	0	14	86				
Targowiska	7	A <sub>1</sub>	5-15	0,0	0,4	0,1	0,5	7	23	22	11	36	1	30	69				
		(B)	30-40	7,0	0,3	0,6	2,1	8	20	20	14	35	3	28	69				
		C	70-80	—	0,0	0,0	0,0	15	24	20	13	28	0	39	61				
Zarszyn	21	A <sub>1</sub>	5-15	0,0	1,0	2,7	7,3	14	13	17	11	34	11	27	62				
		(B)	25-35	0,0	0,6	1,7	5,7	9	11	19	17	36	8	20	72				
		(B)C	40-50	—	0,3	1,0	3,7	6	9	21	17	42	5	15	80				
		C(i)	70-80	—	0,3	0,7	2,0	6	7	16	19	49	3	13	84				
		C(p)	70-80	—	0,0	0,0	0,0	10	24	22	15	29	0	34	66				
Międzyrzecze Górne	32	A <sub>1</sub>	0-12	6,0	0,8	1,3	2,9	7	14	17	12	46	4	21	75				
		(B)	15-20	0,0	0,0	0,0	0,0	4	■	14	16	60	0	10	90				
		(B)	30-40	13,0	0,0	0,0	0,0	5	6	14	16	59	0	11	89				
		C	70-80	—	0,0	0,0	0,0	■	5	22	22	48	0	8	92				



c. d. tab. 1.

		A <sub>1</sub> (B) C C	2-8 12-20 50-60 100-120	0,0 0,0 — —	0,0 0,0 — —	0,0 0,0 0,0 0,1	1,0 0,2 0,1 0,1	2,0 0,8 0,9 0,8	14 ■ 6 4	19 14 13 14	12 15 17 22	12 17 23 24	40 44 40 35	3 1 1 1	33 23 19 18	64 76 80 81	średnio głębokie	p l y t k i e
Ruszelczyce	11	A <sub>1</sub> (B) C C	2-8 12-20 50-60 100-120	0,0 0,0 — —	0,0 0,0 — —	0,0 0,0 0,0 0,1	1,0 0,2 0,1 0,1	2,0 0,8 0,9 0,8	14 ■ 6 4	19 14 13 14	12 15 17 22	12 17 23 24	40 44 40 35	3 1 1 1	33 23 19 18	64 76 80 81	średnio głębokie	p l y t k i e
Roztropice	30	A <sub>1</sub> (B) (B)C C	5-15 20-30 35-45 60-70	0,0 0,0 70,0 —	0,0 0,0 70,0 —	0,4 0,0 0,0 0,0	0,4 0,0 0,0 0,0	1,2 0,0 0,0 0,0	9 9 4 6	18 8 6 9	16 20 13 22	13 23 17 24	42 40 60 39	2 0 0 0	27 17 10 15	71 83 90 85	średnio głębokie	p l y t k i e
Międzyrzecze	31	A <sub>1</sub> (B) C	5-15 20-30 50-60	17,0 25,0 —	0,8 0,1 0,0	0,8 0,1 0,0	0,7 0,2 0,0	1,5 0,7 0,0	17 19 4	30 25 7	20 15 13	8 14 17	22 26 59	3 1 0	47 44 31	50 55 89	średnio głębokie	p l y t k i e
Międzyrze- cze Górne	33	A <sub>1</sub>	0-15	18,0	0,8	0,8	0,6	1,6	■	15	19	11	44	3	23	74	średnio głębokie	p l y t k i e
Skoczów	35	A <sub>1</sub> C C C	5-15 25-35 40-50 60-70	5,0 — — —	0,6 0,1 0,0 0,0	0,6 0,1 0,0 0,0	0,8 0,2 0,0 0,0	1,6 0,7 0,0 0,0	11 7 6 4	12 12 10 11	17 16 19 27	12 18 15 22	45 46 50 36	3 1 0 0	23 19 16 15	74 80 84 85	średnio głębokie	p l y t k i e
Ogrodzona	37	A <sub>1</sub> C(w) C(ł)	5-15 20-30 20-30	21,0 — —	0,3 0,0 0,0	0,3 0,0 0,0	0,2 0,0 0,0	0,5 0,0 0,0	20 28 5	12 27 8	14 22 20	14 12 22	49 11 45	1 0 0	22 55 13	77 45 87	średnio głębokie	p l y t k i e
Bukowa	19/VII	A <sub>1</sub> C	0-10 20-30	7,0 —	0,2 0,0	0,2 0,0	0,5 0,0	1,3 0,0	10 4	15 13	20 26	15 18	38 39	2 0	25 17	73 83	średnio głębokie	p l y t k i e

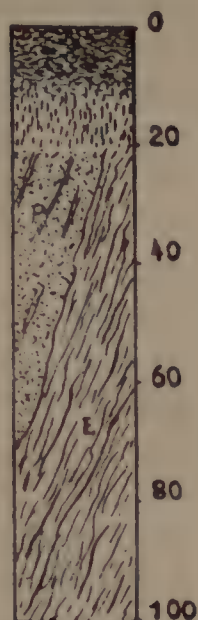
U w a g a: 12 VII — nr odkrywki glebowej na przekroju niwelacyjno-glebowym (VII — nr przekroju);

ł — łupek,  
łt — łupek twardy,  
p — piaskowiec,  
w — wapień.

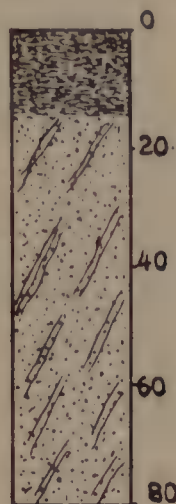
Tab. 2. Chemiczne właściwości rędzin fliszowych wytworzonych z łupków ilasto-  
marglistych, margli ilastych i wapieni marglistych  
Chemical properties of flysch rendzinas formed from argillaceous-marly shales,  
argillaceous marls, and marly calcites

Miejscowość	Nr profilu	Poziom	Głębokość w cm	pH		mg/100 g gleby przyswajalnego		Próchnica %	CaCO <sub>3</sub> %	Miaższość gleby
				w 1 n KCl	w H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O			
Głowienka	4	A <sub>1</sub>	5—15	7,5	7,9	2,0	14,1	1,8	1,7	g ł ę b o k i e
		(B)	30—40	7,7	8,3	2,8	9,1	0,7	22,6	
		C	100—110	7,8	8,5	1,0	10,0	—	32,7	
Targowiska	6	A <sub>1</sub>	5—15	7,6	7,9	2,8	13,2	3,1	2,9	
		(B)	25—35	7,7	8,4	0,9	7,4	1,1	29,0	
		C	60—80	7,7	8,4	1,3	7,4	—	32,6	
Targowiska	7	A <sub>1</sub>	5—15	7,5	8,2	1,4	12,4	1,2	1,5	
		(B)	30—40	7,6	8,2	9,4	24,2	2,8	8,9	
		C	70—80	7,7	8,4	2,4	8,3	—	27,7	
Zarszyn	21	A <sub>1</sub>	5—15	7,4	7,9	11,6	25,0	3,0	2,8	
		(B)	25—35	7,6	8,1	5,4	13,2	0,8	14,5	
		(B)C	40—50	7,5	8,1	2,1	13,2	0,4	22,1	
		C(I)	70—80	7,7	8,1	3,2	17,5	—	21,6	
		C(P)	70—80	7,8	8,2	25,6	12,4	—	8,5	
Międzyrzecze Górne	32	A <sub>1</sub>	0—12	7,7	8,1	14,8	13,2	2,9	10,4	
		(B)	15—20	7,6	8,1	5,6	6,6	1,5	17,8	
		(B)	30—40	7,6	8,2	6,2	4,9	0,9	37,0	
		C	70—80	7,8	8,2	3,4	4,9	—	57,1	
Ruszelczyce	11	A <sub>1</sub>	2—8	7,5	8,0	11,0	30,0	7,9	2,8	średnio głębokie
		(B)	12—20	7,5	8,1	10,0	27,4	1,7	6,6	
		C	50—60	7,6	8,3	9,4	23,3	—	9,6	
		C	100—120	7,6	8,3	7,8	20,0	—	7,2	
Roztropice	30	A <sub>1</sub>	5—15	7,6	8,1	9,0	10,0	3,5	11,0	
		(B)	20—30	7,7	8,1	7,8	10,8	—	19,0	
		(B)C	35—45	7,7	8,1	28,8	10,0	—	7,8	
		C	60—70	7,7	8,2	4,6	8,3	—	34,7	
Międzyrzecze	31	A <sub>1</sub>	5—15	7,7	8,1	8,2	18,3	2,4	5,5	
		(B)	20—30	7,7	8,2	5,6	8,3	0,4	11,6	
		C	50—60	7,8	8,3	6,0	6,6	—	37,6	
Międzyrzecze Górne	33	A <sub>1</sub>	0—15	7,6	8,2	17,6	14,1	3,9	6,6	p ł y t k i e
		C	30—40	8,4	8,5	2,8	0,8	—	93,0	
Skoczów	35	A <sub>1</sub>	5—15	7,6	8,1	28,4	10,8	3,5	3,8	
		C	25—35	7,4	7,9	70,7	9,1	—	0,2	
		C	40—50	7,2	7,8	80,8	9,1	—	0,6	
		C	60—70	7,7	8,2	6,8	7,4	—	33,2	
Ogrodzona	37	A <sub>1</sub>	5—15	7,5	8,0	3,0	16,7	5,0	9,5	
		C(w)	20—30	8,1	8,4	3,0	2,5	—	63,0	
		C(I)	20—30	7,8	8,3	1,1	8,3	—	27,8	
Bukowa	19/VII	A <sub>1</sub>	0—10	7,8	8,3	8,2	15,0	2,8	18,7	
		C	20—30	8,0	8,6	2,8	9,1	—	26,5	

Objaśnienia skrótów zob. tab. 1.



Ryc. 9. Profil nr 22



Ryc. 10. Profil nr 28

uprawy mechanicznej i średnio zasobne w łatwo dostępne dla roślin formy fosforu i potasu. Pod względem zawartości tych składników niewiele odbiegają od rędzin wytworzonych z łupków ilasto-marglistych i margli ilastych (tab. 4).

Zawartość węglanu wapnia w górnych poziomach jest znaczna i z reguły oscyluje w pobliżu 10 %. Ilość tego składnika wzrasta wraz z głębokością, osiągając niekiedy wartość powyżej 40 %. Wyjątkowo trafiają się rędziny, których głębsze warstwy zawierają mniejsze ilości  $\text{CaCO}_3$ . Największe ilości węglanu wapnia wykazują rędziny płytkie. Inne właściwości tych gleb są mniej lub więcej wyrównane, niezależnie od głębokości.

Budowę profilu glebowego rędzin fliszowych, wytworzonych z łupków ilasto-marglistych, przeławiconych wkładkami piaskowców marglistych ilustruje odkrywka nr 22.

#### Odkrywka nr 22, Besko, pow. Sanok

Szczyt niewielkiego nabrzmienia (324 m n.p.m.) sterczącego ponad wierzchowiną podłużnego grzbietu. Pastwisko, dawniej pole uprawne.

- 0—10 cm poziom próchniczny barwy ciemnoszarej, skład mechaniczny: glina średnia pylasta, układ zwięzły, struktura ziarnista, przejście stopniowe, zawartość  $\text{CaCO}_3$  wynosi 14,7%, a próchnicy 1,9%.
- 10—20 cm poziom brunatnienia barwy brunatnoszarej, o składzie mechanicznym gliny średniej, strukturze bryłkowej i układzie zwięzłym, przejście do następnego poziomu niewyraźne, zawiera 14,5%  $\text{CaCO}_3$  i 0,5% próchnicy.



Tab. 3. Skład mechaniczny rędzin fliszowych wytworzonych z łupków ilasto-marglistych i margli ilastych przewarstwio-  
nych piaskowcami marglistymi  
Mechanical composition of flysch rendzinas formed from argillaceous-marly shales and argillaceous marls interstrati-  
fied with marly sandstones

Miejscowość	Nr prof.	Poziom	Głęb. w cm	Częst. szkieł. (>1 mm)	Średnica cząstek ziarnistych w mm										Suma cząstek			Miaż-szość gleby
					1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,02	0,02—0,006	0,006—0,002	<0,002	1—0,1	0,1—0,02	<0,02			
					%	%	%	%	%	%	%	%	%	%				
Targowiska	2	A <sub>1</sub>	0—15	11,0	0,7	3,8	18,5	19	10	8	10	30	23	29	48			
		(B)	30—40	22,0	0,5	1,4	7,1	12	6	11	16	46	9	18	73			
		(B)C	70—80	30,0	0,1	0,4	1,5	5	8	12	20	53	2	13	85			
		C	110—120	—	0,0	0,1	0,9	2	2	15	21	59	1	4	95			
Ruszelczyce	18	A <sub>1</sub>	5—15	0,0	0,4	1,6	7,0	18	27	14	6	26	9	45	46			
		(B)	25—35	0,0	0,5	2,7	10,8	18	22	13	8	25	14	40	46			
		C	50—60	—	0,1	0,6	2,3	12	13	15	14	43	3	25	72			
Krzywca	19	A <sub>1</sub>	5—15	0,0	5,8	14,0	21,2	14	11	7	4	23	41	25	34			
		(B)	30—40	0,0	4,3	10,3	30,4	17	10	6	4	18	45	27	28			
		C(h)	50—60	—	0,5	1,2	3,3	6	4	12	11	62	5	10	85			
		C(p)	50—60	—	2,1	9,7	15,2	10	9	8	5	41	27	19	54			
Ruszelczyce	16/I	A <sub>1</sub>	0—15	0,0	0,2	1,5	7,3	35	24	10	6	16	9	59	32			
		(B)	25—35	0,0	0,2	1,4	7,4	33	28	12	5	13	9	61	30			
		C	60—70	—	0,1	0,6	3,3	20	17	14	15	30	4	37	59			
Brzostek	29	A <sub>1</sub>	5—15	0,0	1,8	5,6	19,6	11	14	14	11	23	27	25	48			
		(B)	30—40	0,0	0,9	2,8	9,3	17	12	18	10	30	13	29	58			
		C	50—60	—	0,1	0,2	0,7	6	8	23	18	44	1	14	85			

c. d. tab. 3

		A <sub>1</sub> (B) C	5—15 30—40 60—70	0,0 0,0 —	0,2 0,2 0,1	1,1 0,9 0,4	3,7 4,9 1,5	26 23 13	39 27 11	11 14 14	7 7 18	12 23 42	5 6 2	65 50 24	30 44 74
Ruszelczyce	20/I	A <sub>1</sub> (B) C	5—15 30—40 60—70	0,0 0,0 —	0,2 0,2 0,1	1,1 0,9 0,4	3,7 4,9 1,5	26 23 13	39 27 11	11 14 14	7 7 18	12 23 42	5 6 2	65 50 24	30 44 74
Bukowa	6/VII	A <sub>1</sub> C(t) C(p)	0—18 30—40 30—40	9,0 — —	0,1 0,0 0,0	0,3 0,0 0,0	0,6 0,0 0,0	12 2 36	14 14 30	20 26 15	14 22 7	39 36 12	1 0 0	26 16 66	73 84 34
Miejsce Piastowe	5	A <sub>1</sub> C(p) C(t)	5—15 20—30 30—40	10,0 — —	0,1 0,0 0,0	0,5 0,0 0,0	1,4 0,0 0,0	9 13 6	16 38 8	17 16 23	13 9 24	43 24 39	2 0 0	25 51 14	73 49 86
Besko	24	A <sub>1</sub> C(t) C(t)	5—15 20—30 25—35	3,0 — —	0,9 0,4 0,1	2,0 0,3 0,1	9,1 0,3 0,8	23 7 9	10 11 14	9 17 15	11 21 14	35 43 47	12 1 1	33 18 23	55 81 76
Ruszelczyce	15	A <sub>1</sub> C C	5—15 20—30 35—45	7,0 — —	0,6 0,1 0,0	2,4 0,2 0,1	8,0 0,7 3,9	27 8 45	17 6 20	10 19 6	9 22 7	26 44 18	11 1 4	44 14 65	45 85 31
Besko	22	A <sub>1</sub> (B) C(t) C(p)	5—10 10—20 40—50 40—50	15,0 19,0 — —	1,0 1,0 0,0 1,3	4,0 5,0 0,0 6,7	16,0 22,0 0,0 31,0	22 20 3 27	12 12 2 12	10 8 13 6	9 8 23 5	26 24 59 11	21 28 0 39	34 32 5 39	45 40 95 22
Klecie	27	A <sub>1</sub> C(t) C(p)	5—15 30—40 30—40	2,0 — —	0,3 0,1 0,0	0,7 0,1 0,0	1,0 0,8 1,0	14 6 20	18 9 41	21 23 21	16 26 7	29 35 10	2 1 1	32 15 61	66 84 38

Objaśnienia skrótów zob. tab. 1.

Tab. 4. Chemiczne właściwości rędzin fliszowych utworzonych z łupków ilasto-marglistych i margli ilastych przeławiconych piaskowcami marglistymi  
Chemical properties of flysch rendzinas formed from argillaceous-marly shales and argillaceous marls interstratified with marly sandstones

Miejscowość	Nr pro- filu	Po- ziom	Głębokość w cm	pH		mg/100 g gleby przyswajal- nego		Próchni- ca %	CaCO <sub>3</sub> %	Miąż- szość gleby
				w 1 n KCl	w H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O			
Targowiska	2	A <sub>1</sub>	0—15	7,6	7,9	3,6	11,6	2,7	11,3	głębokie
		(B)	30—40	7,8	8,4	2,6	9,1	1,0	22,0	
		(B)C	70—80	7,7	8,4	3,6	13,3	1,1	12,4	
		C	110—120	7,7	8,4	1,2	12,4	—	20,3	
Ruszelczyce	18	A <sub>1</sub>	5—15	7,5	7,9	6,0	12,4	2,1	6,9	średnio głębokie
		(B)	25—35	7,6	8,1	4,8	10,8	0,8	7,8	
		C	50—60	7,6	8,2	3,2	20,0	—	14,3	
Krzywca	19	A <sub>1</sub>	5—15	7,5	7,9	14,0	15,0	2,2	3,6	
		(B)	30—40	7,6	8,0	21,6	5,8	0,4	2,5	
		C(l)	50—60	7,7	8,3	6,8	8,3	—	45,4	
		C(p)	50—60	7,6	8,2	6,2	8,3	—	25,6	
Brzostek	29	A <sub>1</sub>	5—15	7,6	7,9	3,6	11,6	1,5	6,2	
		(B)	30—40	7,6	7,9	3,2	8,3	0,9	4,3	
		C	50—60	7,7	8,2	4,4	10,8	—	17,5	
Ruszelczyce	16/I	A <sub>1</sub>	0—15	7,8	8,3	7,0	11,6	1,2	6,9	
		(B)	25—35	8,1	8,6	3,8	5,8	0,2	9,9	
		C	60—70	7,9	8,6	2,0	10,8	—	18,1	
Ruszelczyce	20/I	A <sub>1</sub>	5—15	7,5	8,0	8,4	19,5	6,9	1,5	
		(B)	30—40	7,7	8,3	7,2	10,8	1,2	6,3	
		C	60—70	7,8	8,5	4,0	18,3	—	15,3	
Bukowa	6/VII	A <sub>1</sub>	0—18	7,8	8,3	12,0	23,3	2,8	5,7	płytaki
		C(l)	30—40	7,9	8,6	6,2	12,4	—	20,6	
		C(p)	30—40	8,5	8,7	3,6	3,3	—	47,5	
Miejsce Piastowe	■	A <sub>1</sub>	5—15	7,6	7,9	4,1	14,1	3,0	3,0	
		C(p)	20—30	7,9	8,5	1,4	4,9	—	34,4	
		C(l)	30—40	7,7	8,4	4,8	8,3	—	22,0	
Besko	24	A <sub>1</sub>	5—15	7,7	8,1	3,6	27,4	3,0	6,4	
		C(w)	20—30	8,2	8,4	4,6	5,8	—	80,8	
		C(l)	25—35	7,7	8,2	0,6	9,1	—	22,3	
Ruszelczyce	15	A <sub>1</sub>	5—15	7,6	8,0	4,0	20,8	4,8	7,7	
		C	20—30	7,6	8,1	2,4	16,7	—	17,2	
		C	35—45	7,7	8,3	2,2	6,6	—	22,1	
Besko	22	A <sub>1</sub>	5—10	7,7	8,0	2,6	10,8	1,9	14,7	
		(B)	10—20	7,8	8,1	2,2	5,3	0,5	14,5	
		C(l)	40—50	7,7	8,1	0,8	11,6	—	19,7	
		C(p)	40—50	8,0	8,4	1,4	3,3	—	26,6	
Klecie	27	A <sub>1</sub>	5—15	7,7	8,2	5,2	15,7	2,3	40,0	
		C(l)	30—40	7,7	8,3	3,0	12,4	—	21,4	
		C(p)	30—40	8,1	8,5	1,8	4,2	—	34,2	

Objaśnienia skrótów zob. tab. 1.



poniżej 20 cm zalega skała macierzysta (warstwy krośnieńskie dolne) zbudowana z dwu ławic (piaskowca marglistego i łupka ilasto-marglistego) zapadających pod kątem  $70^\circ$ ; piaskowiec o składzie mechanicznym gliny lekkiej zawiera 26,6%  $\text{CaCO}_3$ , zaś łupek ilasty zawiera skład mechaniczny ilasty oraz 19,7%  $\text{CaCO}_3$ ; piaskowiec o zabarwieniu szarym jest skałą dość twardą, odporną na wietrzenie, natomiast łupek o barwie czekoladowej jest stosunkowo miękki, a nawet plastyczny.

A. 3. Rędziny fliszowe wytworzone z piaskowców marglistych charakteryzują się dość lekkim składem mechanicznym. Są to gleby w przewadze o składzie mechanicznym glin lekkich, rzadziej glin średnich czy też piasków gliniastych (tab. 5). Posiadają one z reguły słabo wykształcony profil glebowy i są najczęściej glebami płytkimi, choć nie-rzadko spotykamy rędziny o średnio głębokim lub głębokim profilu glebowym. Te ostatnie spotykamy częściej w rejonach występowania osuwisk.

Rędziny fliszowe wytworzone z piasków marglistych o głębszym profilu glebowym zawierają niewielkie ilości węglanu wapnia.

Ilość tego składnika w rędzinach głębokich i średnio głębokich w poziomie próchnicznym nie przekracza zwykle 10 % (tab. 6). Rędziny płytkie posiadają większe ilości  $\text{CaCO}_3$ , często w poziomie akumulacyjnym zawartość  $\text{CaCO}_3$  przekracza 20 %.

Zawartość węglanu wapnia wzrasta wraz z głębokością. Wyjątkowo spotykamy profile, gdzie głębsze poziomy wykazują mniejszą zawartość  $\text{CaCO}_3$ .

Gleby te spotykamy w pobliżu starych osuwisk zboczowych.

Ogólnie można stwierdzić, że omawiane rędziny cechuje najmniejsza, w porównaniu do rędzin omawianych w punkcie 1 i 2, zawartość łatwo dostępnych dla roślin form potasu i fosforu, a także i próchnicy (tab. 6). Zawartość próchnicy waha się od 0,9 do 3%, średnio 1,9%. Zasobność poziomu próchnicznego w łatwo dostępny dla roślin potas jest średnia i zawiera się w granicach od 4,9 do 20 mg/100 g gleby, średnio około 10 mg/100 g gleby. Średnia zawartość łatwo przyswajalnego fosforu wynosi około 5 mg/100 g gleby. Ilość tak fosforu, jak i potasu maleje w głąb profilu.

Gleby te odznaczają się dobrą strukturą ziarnistą, dużą porowatością ogólną, znaczną pojemnością powietrzną oraz znaczną przepuszczalnością wodną (tab. 9). Zalegają one najczęściej na kulminacjach morfologicznych, rzadziej na zboczach. Budowę profilu glebowego charakteryzuje odkrywka rędziny płytkiej wytworzonej z piaskowca marglistego warstw krośnieńskich.



c. d. tab. 5.

		A <sub>1</sub>	5—15 30—40 50—60	1,0	0,9	3,6	20,5	21	10	10	■	26	25	31	44
Besko	14/IV	(B) C	5,0 —	5,0 —	0,3 0,0	1,7 1,0	15,0 16,0	31 38	13 15	12 10	8 8	19 12	17 17	44 53	39 30
Besko	1/V	A <sub>1</sub> (B) C	5—15 20—30 40—50	0,0 0,0 —	0,5 0,1 0,1	1,8 1,2 1,8	13,7 19,7 18,1	20 32 38	11 13 13	12 10 10	7 7 5	34 17 14	16 21 20	31 45 51	43 34 29
Suchodół	3	A <sub>1</sub> C	0—15 20—30	1,0 —	0,5 0,0	1,0 0,4	6,5 3,6	25 23	26 17	11 14	9 12	21 30	8 4	51 40	41 56
Ruszelczyce	20	A <sub>1</sub> C	5—15 20—30	4,0 —	1,7 2,4	10,0 10,2	25,3 24,4	18 16	17 11	7 8	6 5	15 23	37 37	35 27	28 36
Brzostek	28	A <sub>1</sub> C	5—15 25—35	0,0 —	1,1 1,8	10,0 9,9	25,9 39,3	28 26	13 8	7 5	5 4	10 6	37 51	41 34	22 15
Babice	10/II	A <sub>1</sub> C C	5—15 20—35 70—80	5,0 — —	1,3 0,0 0,0	1,9 0,0 5,0	6,8 27,0 38,0	26 33 25	25 12 14	12 ■ ■	7 5 3	20 15 10	10 27 43	51 45 39	39 38 18
Besko	19/IV	A <sub>1</sub> C	0—8 20—30	34,0 —	1,1 0,7	9,0 17,4	19,9 37,9	26 18	8 7	8 7	7 5	21 2	30 56	34 25	36 19
Brzostek	7/VI	A <sub>1</sub> C	0—15 30—40	7,0 —	1,3 1,4	7,4 11,4	34,3 34,2	22 26	12 9	8 9	■ 3	10 6	43 47	34 35	23 18



Tab. 6. Chemiczne właściwości rędzin fliszowych wytworzonych z piasków marglistych

Chemical properties of flysch rendzinas formed from marly sandstones

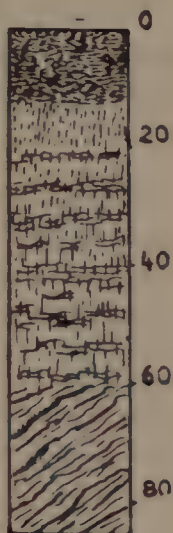
Miejscowość	Nr proflu	Poziom	Głęb. w cm	pH		mg/100 g gleby przyswajalnego		Próchnica %	CaCO <sub>3</sub> %	Miąższość gleby
				w 1 n KCl	w H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O			
Babice	14	A <sub>1</sub>	5—15	7,6	8,1	4,6	9,1	1,7	1,1	głębokie
		(B)	25—35	7,6	8,2	3,8	6,6	0,3	3,2	
		(B)	40—50	7,6	8,2	2,6	5,8	0,2	5,6	
		C	60—70	7,8	8,3	2,1	4,9	—	27,5	
Ruszelczyce	16	A <sub>1</sub>	5—15	7,6	7,9	6,2	6,6	1,3	8,9	głębokie
		(B)	17—27	7,7	8,3	4,8	4,2	0,3	14,4	
		(B)	46—55	7,8	8,4	5,2	5,3	0,2	13,1	
		C	65—75	7,6	8,1	2,8	11,6	—	31,6	
		C	90—100	7,6	8,2	6,7	16,7	—	25,8	
Babice	28/II	A <sub>1</sub>	5—15	7,5	7,9	3,4	8,3	1,9	0,3	średnio głębokie
		(B)	40—50	7,8	8,1	4,1	4,9	0,4	9,2	
Rogi	1	A <sub>1</sub>	0—15	7,7	8,2	4,2	10,0	2,2	3,2	
		(B)	15—30	7,9	8,4	4,2	4,2	0,5	14,9	
		C	30—45	—	—	1,6	2,5	—	35,2	
Babice	20/II	A <sub>1</sub>	0—15	7,6	8,1	6,0	20,0	2,2	0,2	
		(B)	30—40	7,7	8,3	9,8	12,4	0,4	7,8	
Besko	2/IV	A <sub>1</sub>	5—20	7,6	8,0	3,2	4,9	1,7	9,0	
		C	35—45	8,1	8,4	2,6	4,2	—	21,4	
Besko	14/IV	A <sub>1</sub>	5—15	7,6	8,2	6,6	15,7	2,3	8,8	
		(B)	30—40	7,9	8,1	3,4	4,9	0,5	11,3	
		C	50—60	8,0	8,4	1,6	4,2	—	22,7	
Besko	1/V	A <sub>1</sub>	5—15	7,7	8,0	4,8	12,4	1,6	5,3	
		(B)	20—30	7,7	8,2	3,4	5,8	0,3	2,9	
		C	40—50	7,9	8,2	1,8	4,9	—	16,8	
Suchodół	3	A <sub>1</sub>	0—15	7,6	7,8	5,8	11,6	2,6	0,6	płytkie
		C	20—30	7,7	8,2	5,7	10,0	—	9,4	
Ruszelczyce	20	A <sub>1</sub>	5—15	7,5	7,9	8,4	10,0	1,7	0,9	
		C	20—30	7,5	8,0	4,4	9,1	—	9,8	
Brzostek	28	A <sub>1</sub>	5—15	7,8	8,2	6,6	12,5	1,5	20,2	
		C	25—35	7,9	8,2	0,6	2,5	—	25,3	
Babice	10/II	A <sub>1</sub>	5—15	7,7	8,2	4,4	11,6	1,7	1,3	
		C	20—35	8,3	8,7	4,2	4,4	—	21,8	
		C	70—80	8,1	8,6	6,6	4,2	—	8,8	
Besko	19/IV	A <sub>1</sub>	0—8	7,7	8,2	2,6	10,8	3,0	16,8	
		C	20—30	8,2	8,4	1,1	2,5	—	24,8	
Brzostek	7/VI	A <sub>1</sub>	0—15	8,0	8,3	3,4	6,6	0,9	21,6	
		C	30—40	8,4	8,6	3,0	5,8	—	23,1	

## Profil nr 28 Brzostek, pow. Jasło

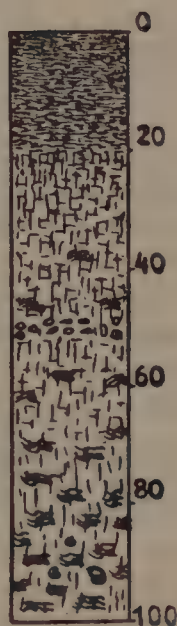
Odkrywka na szczycie niewielkiego wzgórza (285 m n.p.m.) zwanego „Pole” znajdującego się pod uprawą. Wszystkie wzgórza występujące w najbliższym sąsiedztwie są dość połogie i zalegają na nich rędziny płytkie, wykształcone z piaskowców marglistych.

0—15 cm poziom próchniczny barwy ciemnoszarej, skład mechaniczny: glina lekka pylasta, struktura ziarnista, układ pulchny, przejście do następnego poziomu wyraźne. Zawiera 1,5% próchnicy i 20,1%  $\text{CaCO}_3$ .

Poniżej 15 cm zalega skała macierzysta wykształcona w postaci szarego, niezbyt twardego i warstwowanego piaskowca marglistego. Warstwy zapadają ku N pod kątem  $75^\circ$ . Piaskowiec ten wykazuje skład mechaniczny piasku gliniastego mocnego pylastego, o dużej zawartości, jak na utwory fliszowe, frakcji piaszczystej (51%), która wykazuje zdecydowaną przewagę piasku drobnego (39,4%) oraz niewielką domieszkę piasku grubego (1,8%); w skale macierzystej na głębokości od 25 do 35 cm znaleziono 25,3%  $\text{CaCO}_3$ .



Ryc. 11. Profil nr 32



Ryc. 12. Profil nr 15

B. Rędziny deluwialne (namyte) powstają na utworach deluwialnych wytworzonych ze skał fliszowych zasobnych w  $\text{CaCO}_3$ . Występują rzadko na badanym terenie, zajmując niewielkie powierzchnie najczęściej w pobliżu lub na osuwiskach zboczowych, w miejscach załamania spadku, rzadziej w obniżeniach okolonych glebami węglanowymi. Często gleby te wykazują ślady oglejenia. Cechą charakterystyczną tych gleb jest dość ciężki skład mechaniczny, bardzo mała pojemność powietrza oraz bardzo mała przepuszczalność wodna. Zawartość łatwo dostępnego

Tab. 7. Skład mechaniczny re  
Mechanical composition of de

Miejscowość	Nr prof.	Po- ziom	Głęb. w cm	Czast. szkieł. (>1 mm)	Ś r e d n i c a	
					1—0,5	0,5—0,25
				%	%	%
Ruszelczyce	15/I	A <sub>1</sub>	5—15	0,0	0,5	0,9
		(B)G	40—50	0,0	0,2	0,3
		G	100—130	0,0	0,4	1,4

dla roślin fosforu i potasu zbliżona jest do zawartości tych składników w glebach wymienionych w punkcie A1 i A2. Gleby te charakteryzuje odkrywka I/15.

**Przekrój nr I, odkrywka nr 15, Ruszelczyce, pow. Przemyśl**

Odkrywka ta znajduje się w niewielkim zagłębieniu na zboczu doliny Sanu. Zbocze to modelowane było w niedalekiej przeszłości przez masowe ruchy osuwiskowe.

0—20 cm poziom próchniczny barwy ciemnoszarej (zimna), skład mechaniczny: glina średnia pylasta, struktura ziarnista, układ zwięzły, przejście stopniowe, zawartość próchnicy 3,2%, zawartość  $\text{CaCO}_3$  — 6,3%.

20—70 cm poziom namyty barwy szarej z brunatnym odcieniem, skład mechaniczny: glina ciężka pylasta, układ zwięzły, struktura pryzmatyczna, przejście stopniowe, widoczne ślady oglejenia w postaci plam oraz nie rozłożone korzenie roślin, zawiera 2,5% próchnicy oraz 14,7%  $\text{CaCO}_3$ . Na głębokości od 50 do 53 cm występuje warstwa nie obtoczonych żwirków piaskowca kredowego.

70—160 cm poziom glejowy barwy zielonkawoniebieskiej z rdzawymi plamami. Skład mechaniczny: glina średnia pylasta. Struktura pryzmatyczna, układ zwięzły, występują licznie nie rozłożone korzenie roślin oraz muszelki ślimaków. Na głębokości od 100 do 130 cm znaleziono 11,3% węgla wapnia oraz 1% próchnicy.

Ogólnie należy stwierdzić, że gleby węglanowe wytworzone z fliszu karpackiego posiadają bardzo dobrą strukturę ziarnistą, są odporne na rozpylanie i zlewianie, a tym samym w mniejszym stopniu ulegają erozji niż gleby brunatne, występujące w takich samych warunkach geomorfologicznych. Gleby te zawierają znacznie więcej przyswajalnego dla roślin fosforu i potasu niż gleby brunatne, wytworzone z tychże skał (9). Szczególnie duże różnice występują w zawartości łatwo dostępnego dla roślin fosforu. Najwięcej tych składników posiadają rdziny fliszowe wykształcone z łupków ilasto-marglistych i margli ila-



dzin deluwialnych (namytych)  
livial rendzinas (accumulated)

c z ą s t e k   z i e m i s t y c h   w   m m						S u m a   c z ą s t e k		
0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,02	0,02— 0,006	0,006— 0,002	<0,002	1—0,1	0,1—0,02	<0,02
%	%	%	%	%	%	%	%	%
5,6	31	20	12	8	22	7	51	41
1,5	16	19	15	10	38	2	34	63
7,2	29	12	10	11	29	9	41	50

stych, najmniejsze ilości łatwo dostępnego fosforu i potasu spotykano w rędzinach wytworzonych z piasków marglistych.

Zawartość próchnicy w rędzinach fliszowych jest znaczna; najwięcej próchnicy znaleziono w rędzinach wytworzonych z łupków ilasto-marglistych i margli ilastych. Zawartość próchnicy w glebach węglanowych jest z reguły wyższa niż w glebach brunatnych, występujących w kompleksie z glebami węglanowymi. W rędzinach spotykano często znaczne ilości tego składnika i w głębszych poziomach.

Odczyn rędzin fliszowych jest z zasady lekko zasadowy, natomiast gleby brunatne, występujące w sąsiedztwie rędzin, wykazują odczyn kwaśny lub słabo kwaśny.

Skalą macierzystą, z której powstają rędziny fliszowe, są najczęściej łupki ilasto-margliste, przeławiczone często wkładkami piaskowca. Rzadziej spotykano rędziny wytworzone z piaskowców marglistych. Występują one przeważnie w kompleksie z glebami brunatnymi, zajmując stosunkowo niewielkie płaty o powierzchni od kilku arów do kilkunastu ha. Wyjątek stanowi Pogórze Śląskie, gdzie gleby te zajmują zwarcie znaczne powierzchnie.

Tab. 8. Chemiczne właściwości rędzin deluwialnych (namytych)  
Chemical properties of diluvial rendzinas (accumulated)

Miejscowość	Nr pro- filu	Po- ziom	Głęb. w cm	pH		mg/100 g gleby przyswajalnego		Próch- nica %	CaCO <sub>3</sub> %
				w 1 n KCl	w H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O		
Ruszelczyce	15/I	A <sub>1</sub>	5—15	7,6	8,3	6,6	12,4	3,2	6,3
		(B)G	40—50	7,6	8,4	2,2	11,6	2,5	14,7
		G	100—130	7,8	8,5	4,0	9,1	1,0	11,3

Z uwagi na małą odporność skał fliszowych na wietrzenie oraz z uwagi na warunki klimatyczne, sprzyjające ługowaniu węgla wapnia z profilu glebowego, gleby węglanowe spotykamy przeważnie w terenach silnie urzeźbionych, ulegających znacznym zmywom, potęgowanym jeszcze przez uprawę mechaniczną. Najczęściej gleby te spotykamy na kulminacjach oraz na stromych zboczach uprawianych rolniczo.

Tab. 9. Fizyczne właściwości rędzin fliszowych  
Physical properties of flysch rendzinas

Miejscowość	Nr profilu	Poziom	Głęb. w cm	Ciężar właściwy		Porowatość ogólna %	Pojemność kapilarna		Pojemność powierzchnia	Przepuszczalność współczynnik cm <sup>3</sup> /sek.
				rzeczywisty	objętościowy		wagowa %	objętościowa %		
Miejsce Piastowe	■	A <sub>1</sub>	5—15	2,71	1,28	52,76	32,96	42,09	10,67	0,0004699
Ruszelczyce	11	A <sub>1</sub>	2—8	2,53	1,11	56,97	48,16	53,96	3,01	0,0000413
		(B)	12—20	2,69	1,41	47,58	31,92	44,94	2,64	0,0000396
		C	50—60	2,73	1,45	46,52	28,57	41,64	4,88	0,0001560
Zarszyn	21	A <sub>1</sub>	5—15	2,66	1,38	48,12	33,85	46,66	1,46	0,0000000
		(B)	25—35	2,74	1,47	46,35	29,83	43,89	2,46	0,0000007
Skoczów	35	A <sub>1</sub>	5—15	2,68	1,44	46,27	30,70	44,38	1,89	0,0000000
		C	25—35	2,74	1,40	48,90	34,19	47,85	1,05	0,0000000
Ogrodzona	37	A <sub>1</sub>	5—15	2,62	1,41	46,18	31,50	44,53	1,65	0,0000000
Ruszelczyce	16	A <sub>1</sub>	5—15	2,67	1,55	41,94	25,52	39,62	2,32	0,0000719
		(B)	17—27	2,71	1,39	45,02	26,24	38,90	6,12	0,0000466
		(B)	46—55	2,70	1,64	39,22	23,22	38,02	1,21	0,0000496
Brzostek	28	A <sub>1</sub>	5—15	2,65	1,38	47,92	30,91	42,74	5,18	0,0000688
Babice	10/II	A <sub>1</sub>	5—15	2,67	1,27	52,43	32,07	40,34	12,09	0,0002833
		C	70—80	2,67	1,38	48,31	30,14	41,62	6,69	0,0009403
Ruszelczyce	15/I	A <sub>1</sub>	5—15	2,62	1,43	45,42	30,67	44,08	1,34	0,0000045
		(B)G	40—50	2,67	1,23	54,96	43,28	53,30	1,66	0,0000007

Występowanie gleb węglanowych na dość połogich zboczach, nachylonych pod kątem kilku stopni lub niewielkich wzgórzach, warunkują wychodnie skał odpornych na wietrzenie, a zasobnych w węglan wapnia (Pogórze Śląskie) i długoletnia gospodarka rolna (Kotlina Krośnieńska). Sporadycznie spotykano niewielkie powierzchnie rędzin pod użytkami

leśnymi. Najliczniej gleby węglanowe zalegają na skałach warstw krośnieńskich, powszechnie występujących na Pogórzu Karpackim oraz dość zasobnych w węglan wapnia.

### WNIOSKI

Badania terenowe oraz dane analityczne pozwalają wysnuć następujące wnioski:

1. Gleby węglanowe na Pogórzu Karpackim w okresie pokrycia przez naturalne zespoły leśne występowały rzadko, a powierzchnie tych gleb były niewielkie.

2. Rędziny fliszowe należą do gleb młodych, powstałych przeważnie już po zniszczeniu naturalnej roślinności leśnej.

3. Współczesna gospodarka rolna prowadzi do dalszego zwiększania areалу gleb węglanowych.

4. Skałą macierzystą, z której powstają rędziny fliszowe, są najczęściej łupki ilasto-margliste i margle ilaste, rzadziej piaskowce margliste i wapniste.

5. Rędziny fliszowe na zbadanym terenie występują najczęściej w kompleksie z glebami brunatnymi na stromych zboczach lub kulminacjach uprawianych rolniczo.

6. Rzadko spotykano niewielkie powierzchnie rędzin fliszowych pod roślinnością leśną.

7. Najwięcej rędzin fliszowych powstaje na warstwach krośnieńskich.

8. Rędziny fliszowe są dość zasobne w składniki pokarmowe dla roślin, posiadają dobrą strukturę ziarnistą, odporną na rozpylanie i rozmakanie, co w dużym stopniu uodparnia je przeciw zmywaniu.

### METODYKA PRACY

Obserwacje terenowe nad występowaniem rędzin fliszowych przeprowadzono w latach 1960—1962, w tym też okresie zebrano materiał do badań laboratoryjnych. W bardziej ciekawych elementach geomorfologicznych wykonano 7 przekrojów niwelacyjno-glebowych przy pomocy niwelatora.

W pobranych próbkach glebowych oznaczono:

1. Skład mechaniczny metodą Cassagrande'a w modyfikacji Prószyńskiego. Aby uzyskać wysoki stan dyspersji, wyparto jony Ca wymiennego 0,05 n HCl, po uprzednim rozłożeniu  $\text{CaCO}_3$  stechiometrycznie obliczoną ilością 0,2 n HCl. Następnie wypłukano jony Cl wodą destylowaną i gotowano próbkę z dodatkiem  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  przez pół godziny. Pia-



sek oznaczono na sitach, wydzielając podfrakcję piasku grubego, średniego i drobnego. Wyniki przeliczono na próbkę bezwęglanową.

2. Właściwości fizyczne: ciężar właściwy rzeczywisty, ciężar objętościowy, porowatość ogólną i kapilarną, pojemność powietrzną oraz przepuszczalność wodną gleb oznaczono metodami powszechnie u nas stosowanymi, posługując się cylinderkami Kopeckiego o poj. 250 cm<sup>3</sup>.

3. Zawartość CaCO<sub>3</sub> oznaczono metodą objętościową aparatem Scheiblera.

4. Przyswajalny dla roślin fosfor i potas oznaczono metodą Egnera, uwzględniając poprawki dla gleb węglanowych.

5. Próchnicę oznaczono metodą Iszczerekowa, Rołłowa w modyfikacji dublańskiej.

6. pH gleby oznaczono potencjometrycznie, używając elektrody szklanej i kalomelowej.

\*

Miło mi podziękować Prof. Dr B. Dobrzańskiemu za opiekę nad realizacją powyższej pracy oraz Prof. Dr A. Malickiemu i Dr S. Uziakowi za życzliwe uwagi w trakcie pisania niniejszej pracy.

#### L I T E R A T U R A

1. Bac S.: Wpływ pracy pługa na przemieszczanie gleb. Badania nad erozją gleb w Polsce. PWRiL, Warszawa 1950.
2. Borba z erozji poczw. w SSSR. Akad. Nauk SSSR, Moskwa 1938.
3. Czermiński J.: W sprawie klasyfikacji i nomenklatury skał osadowych. Przegl. Geolog., z. 4, Warszawa 1955.
4. Dobrzański B.: Występowanie rędzin na skałach fliszu karpackiego. Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio E, vol. V, 12, Lublin 1950.
5. Dobrzański B., Malicki A.: Gleby województwa krakowskiego i rzeszowskiego. Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. IV, Lublin 1950.
6. Dobrzański B.: Wpływ układu skał fliszu karpackiego na właściwości gleb. Roczn. Glebozn., t. 2, 1952.
7. Dobrzański B., Malicki A., Ziemnicki S.: Erozja gleb w Polsce. PWRiL, 1953.
8. Dobrzański B.: Rędziny Lubelszczyzny. Roczn. Glebozn., t. 4, 1955.
9. Dobrzański B., Pomian J.: Zasobność gleb województwa rzeszowskiego w łatwo dostępny dla roślin fosfor i potas. Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio E, vol. XII, 2, Lublin 1957.
10. Dobrzański B.: Z badań wpływu erozji wodnej na ewolucję gleb w Polsce. Wiadomości Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych, t. 1, z. 4, Warszawa 1960.
11. Dobrzański B.: Przydatność użytkowa gleb Karpat fliszowych. Roczn. Glebozn., dodatek do t. 13, 1963.

12. Figuła K.: Erozja w terenach górskich. Wiadom. Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych, t. 1, z. 4, Warszawa 1960.
13. Genetyczna klasyfikacja gleb Polski. II wyd. Roczn. Glebozn., t. 7, z. 2, 1959.
14. Hempel I.: Szkic geologiczny okolic Sanoka. Sprawozdania PIG, t. 5, z. 3—4, Warszawa 1930.
15. Jucha S., Kotlarczyk J.: Próba ustalenia nowych poziomów korelacyjnych w warstwach krośnieńskich Karpat Polskich. Acta Geologica, V. IX, nr 1, Warszawa 1959.
16. Klimaszewski M.: Podział morfologiczny południowej Polski. Czas. Geogr., t. 17, 1946.
17. Klimaszewski M.: Przyczynek do poznania morfologicznej działalności roztopów wiosennych. Czas. Geogr., t. 13, Lwów 1935.
18. Konior R.: Wiek intruzji cieszynitów. Acta Geologica Polonica. V. IX, nr 4, Warszawa 1959.
19. Lazar J.: Gleby Góry Jesieniowej w Beskidzie Śląskim. Roczn. Glebozn., t. 1, 1950.
20. Lazar J.: Profil geologiczno-gleboznawczy dygitacji goleszowskiej płaszczowiny cieszyńskiej. Roczn. Glebozn., t. 2, 1952.
21. Malicki A.: Kilka uwag o fizjografii polskich Karpat fliszowych. Roczn. Glebozn., dod. do t. 13, 1963.
22. Mařan B., Lhota O.: Význam drukové skladby lesních porostu a hospodářských zásadků pro zasakování vody do pudy. Sborník Československé Akademie Zemědělských Věd. R. 25, C. 24, 1952.
23. Musierowicz A.: Gleboznawstwo szczegółowe. PWRiL, wyd. 2, 1958.
24. Pazdro Z.: Z badań geologicznych okolicy Brzostka. Kosmos, t. 53, Lwów 1929.
25. Pękala K.: Badania nad osuwiskami okolic Krzywczy. Rękopis Zakładu Geogr. Fiz. UMCS, Lublin 1961.
26. Polakow B. W.: Hydrologičeskij analiz i razczoty. Leningrad 1946.
27. Regionalna geologia Polski, t. 1, z. 1—2 (Karpaty), Kraków 1951.
28. Reniger A.: Próba oceny nasilenia i zasięgów potencjalnej erozji gleb w Polsce. Badania nad erozją gleb w Polsce. PWRiL, 1950.
29. Reniger A.: Zalesienie i zadrzewienie jako czynnik ochrony gleb Polski przed erozją. Roczn. Nauk. Roln., t. 5, z. 1, 1950.
30. Reniger A.: Erozja gleb na terenie podgórskim w obrębie zlewni potoku Łukawica. Roczn. Nauk Roln., t. 71, ser. F, z. 1, 1955.
31. Reniger A.: Spływ gleby na uprawianych zboczach. Typy erozji. Roczn. Nauk Roln., t. 41, 1955.
32. Romer E.: Regiony klimatyczne Polski. Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego, Ser. B, z. 15, Wrocław 1949.
33. Sawicki L.: Osuwisko w Szymbarku i inne zsuwy powstałe w 1913 r. w Galicji Zachodniej. Rozprawy Wydz. Mat. Przyrodn. PAU, Ser. A, t. 56, Kraków 1917.
34. Starkel L.: Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. PAN Instytut Geografii, Prace geograficzne, nr 22, 1960.
35. Starzyński Z.: W sprawie przechodzenia rędzin w utwory zbielicowane. Roczn. Nauk Rol. i Leśnych, t. 13, Poznań 1930.
36. Strzemski M.: O nieznanym rodzaju rędzin dewońskich. Roczn. Nauk Rol., t. 54, 1950.

37. Strzemiński M.: Rędziny na wapieniach triasowych okolic Piekaczowa, woj. kieleckie. Roczn. Glebozn., t. 1, 1950.
38. Świdziński B.: Przyczynki do badań nad osuwiskami karpackimi. Przegl. Geogr., t. 12, Warszawa 1932.
39. Świdziński H.: Badania geologiczne w okolicach Rymanowa. Sprawozdanie PIG., t. 3—4, Warszawa 1929.
40. Świdziński H.: Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych. PIG, Biuletyn 37, 1947.
41. Turski R.: Wpływ erozji na niektóre właściwości rędzin kredowych Lubelszczyzny. Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio E, vol. XIII, 1, Lublin 1960.
42. Uziak S.: Gleby kotlin śródgórskich na obszarze Dołów Jasielsko-Sanockich. Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio E, vol. VIII, 4, Lublin 1953.
43. Uziak S.: Problematyka gleboznawcza Karpat fliszowych. Zjazd Naukowy PTG, Konferencja terenowa, Lublin 1963.
44. Uziak S.: Geneza i klasyfikacja gleb górskich w Karpatach fliszowych. Roczn. Glebozn., dod. do t. 13, 1963.
45. Wdowiarz J.: Budowa geologiczna Karpat w okolicy Dubiecka i Krzywczy. PIG, Biuletyn 33, Warszawa 1948.
46. Wiśniewski W.: Atlas opadów atmosferycznych w Polsce. 1891—1930. Warszawa 1953.

## РЕЗЮМЕ

Исследования влияния рельефа местности, эрозии, способа наложения скал, а также характера самой материнской породы на развитие флишевых рендзин проводились в районе карпатского погорья, ■ местах где названная почва занимает значительные поверхности.

В результате полевых и лабораторных исследований отмечается следующее: материнской горной породой, из которой образуются флишевые рендзины, чаще всего являются глинисто-мергелистые сланцы, переслаивающиеся обычно с песчаником. Реже встречаются рендзины, развитые на мергелистом песчанике, значительно чаще — на известковых почвах, образованных на кросненских слоях, повсеместно залегающих на карпатском погорье, изобилующих окисью извести.

Флишевые рендзины, как правило, образованы в комплексе с буроземами и занимают относительно небольшие поверхности (от нескольких аров до свыше десятка га). Исключением является Сленское погорье, где эти почвы занимают почти сплошные поверхности.

Из-за незначительной прочности флишевых пород на выветривание и из-за климатических условий, способствующих выщелачиванию  $\text{CaCO}_3$  из профиля, известковистые почвы обнаруживаются прежде всего в сильно развитом рельефе, подвергающемуся раз-



мыву, который усиливается еще в результате механической обработки почвы. Чаще всего эти почвы залегают на возвышенных участках и на крутых склонах, которые, как правило, обрабатываются человеком. Значительные поверхности рендзин наблюдались в местах оползневых процессов, особенно — склоновых оползней. Очень редко встречались малые поверхности таких почв, занятых лесной растительностью.

Флишевые рендзины являются молодыми почвами, развитыми главным образом уже после истребления натурального лесного покрова. В природных условиях, перед ингеренцией человека, исследованный район был покрыт сплошной лесной растительностью, а флишевые рендзины были спорадическим явлением, занимали сравнительно небольшую поверхность.

Истребление леса и обработка земли в условиях значительных атмосферных осадков и сильно расчлененного рельефа усилили эрозию почв, в результате чего увеличился ареал известковистых почв. В современном земледельческом хозяйстве из-за большой раздробленности лишь в минимальной степени проводятся против-эрозионные мероприятия. Это усиливает эрозию почв, что в конечном счете приводит к дальнейшему увеличению поверхности флишевых рендзин.

Известковистые почвы, развитые из карпатского флиша, зачислены к бурым рендзинам, подразделяющимся на такие виды:

#### I. Рендзины, образованные:

1. из глинисто-мергелистых сланцев, глинистых мергелей и мергелистых известняков,
2. из глинисто-мергелистых сланцев с прослойками песчаников,
3. из мергелистых и известковистых песчаников.

#### II. Рендзины делювиальные (намывные)

Важно отметить, что известковые почвы, развитые из глинисто-мергелистых сланцев и глинистых мергелей, имеют обычно выраженный почвенный профиль. Это почвы глубокие или среднеглубокие, а на исключительно крутых обрабатываемых склонах — мелкие. Характерной чертой этих почв является тяжелый механический состав, значительная общая пористость, малая воздушная емкость, а также очень малая водопроницаемость.

Рендзины флишевые, образованные из мергелистых и известковистых песчаников, имеют обычно слабо развитый почвенный профиль, и они, как правило, мелкие. Эти почвы имеют механический состав легких глин, реже — средних глин и глинистых песков.

Отличаются они большой воздушной емкостью и относительно хорошей водопроницаемостью.

Известковистые почвы, образованные из карпатского флиша, отличаются очень хорошей зернистой структурой, они устойчивы на процессы распыления и размокания, следовательно в меньшей мере поддаются эрозии в сравнении с буроземами, находящимися в таких же геоморфологических условиях.

В описываемых флишевых рендзинах содержится много активного для растений фосфора, калия, а также перегноя. Относительно содержания  $\text{CaCO}_3$  эти почвы лишь в небольшой степени отличаются от рендзин, образовавшихся из других известняковых пород в районах польских возвышенностей.

## SUMMARY

Studies on the influence of field relief, erosion, system of rocky layers, and the parent material itself on the occurrence of flysch rendzinas were carried out in the Carpathian Foothills in regions with large areas of these soils.

On the basis of field and laboratory studies the following conclusion can be drawn: argillaceous-marly shales, usually interstratified with sandstone silt, constitute most frequently the parent rock that flysch rendzinas are formed from. Rendzinas formed from marly sandstones were rarely found. Carbonate soils cover mainly the rocks of Krosno layers which generally occur in the Carpathian Foothills and are fairly rich in calcium carbonate.

Flysch rendzinas usually occur in a complex with brown soils occupying relatively small areas from a few acres to a few hectares. The Silesian Foothills are an exception where those soils cover closely larger areas.

Because of the small resistance of flysch rocks to weathering and to the existing climatic conditions which favour the leaching of calcium carbonate from the profile, carbonate soils are found mostly in regions with a strong relief undergoing a considerable erosion being often intensified by mechanical cultivation. These soils occur most frequently on land tops and steep slopes which are usually cultivated. Considerable rendzina areas were found in regions of landslides on slopes. Rarely, however, were found small areas of those soils in regions covered by forests.

Flysch rendzinas are young soils formed mainly after the destruction of natural forest vegetation. Under natural conditions, before man's control, the land investigated was covered compactly by forest vegetation and flysch rendzinas occurred rarely and covered only small areas.

The destruction of forests, agricultural cultivation together with considerable rainfalls and rich land relief augmented the erosion of soils. Consequently the area of carbonate soils increased. The contemporary agriculture takes only small measures against erosion because of the existence of small farms. This leads to the intensification of erosion the result of which is a further increase of the area of flysch rendzinas.

Carbonate soils formed from the Carpathian flysch were classified as brown rendzinas among which the following were distinguished:

I. Rendzinas formed in situ:

1. from argillaceous-marly shales, argillaceous marls and marly calcites.
2. from argillaceous-marly shales interstratified with sandstones.
3. from calcareous and marly sandstones.

A general conclusion can be drawn that the carbonate soils formed from argillaceous-marly shales and argillaceous marls have most often a well developed soil profile. They are deep or medium deep soils and exceptionally shallow on very steep slopes being under cultivation. The characteristic features of these soils are heavy, mechanical composition, significant general porosity, small air capacity and very small permeability.

Flysch rendzinas formed from marly and calcareous sandstones generally possess a weakly developed soil profile and are, as a rule, shallow. These soils show the mechanical composition of light clays, rarely that of medium ones and clayey sands. They are distinguished by considerable air capacity and relatively good permeability.

Carbonate soils formed from the Carpathian flysch have a good granulous structure, are resistant to pulverization and rainwashing and thus undergo a considerably weaker erosion than brown soils which occur in the same geomorphologic conditions.

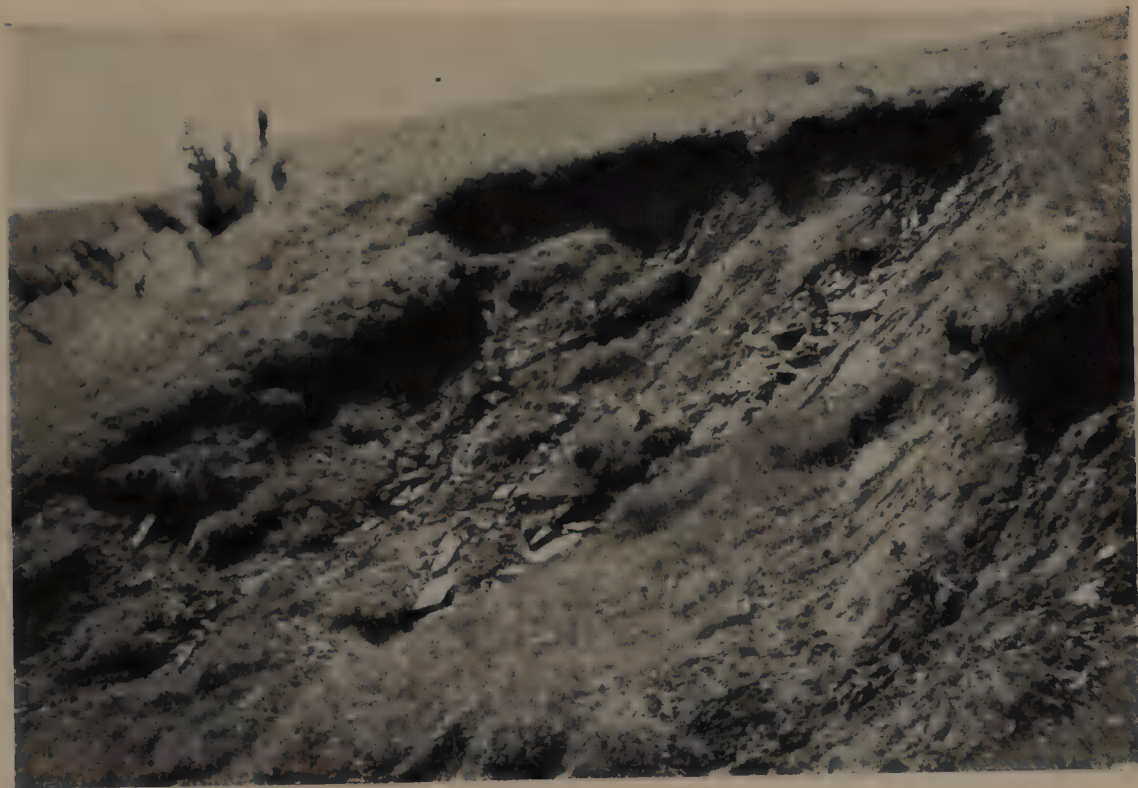
Soils belonging to flysch rendzinas contain considerable amounts of available phosphorus and potassium for plants and also humus. As to  $\text{CaCO}_3$  content these soils do not differ much from rendzinas formed from other calcareous rocks in regions of the Polish Upland.







Ryc. 13. Osuwiska zboczowe powstałe w czerwcu 1962 r. — Jaworki k. Szczawnicy  
Slope landslides formed in June 1962 — Jaworki near Szczawnica



Ryc. 14. Nisza osuwiska zboczowego — Jaworki koło Szczawnicy  
A slope landslide niche — Jaworki near Szczawnica





Ryc. 15. Najczęściej spotykany kierunek uprawy na stromych zboczach — Babice  
pow. Przemyśl  
Most frequent direction of cultures on steep slopes — Babice, Przemyśl district



Ryc. 16. Terasy na zboczu doliny Sanu — Babice pow. Przemyśl  
Terraces on the slope of the San valley — Babice, Przemyśl district



ANNALES  
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA  
LUBLIN — POLONIA

VOL. XVIII, 4

SECTIO B

1963

Z Zakładu Geografii Fizycznej UMCS  
Kierownik: prof. dr Adam Malicki

Jerzy CEGŁA

**Porównanie utworów pyłowych kotlin karpackich z lessami Polski**

**Сравнение карпатских пылевых образований с лессами Польши**

**On the Origin of the Quaternary Silts in the Carpathian Mountains**

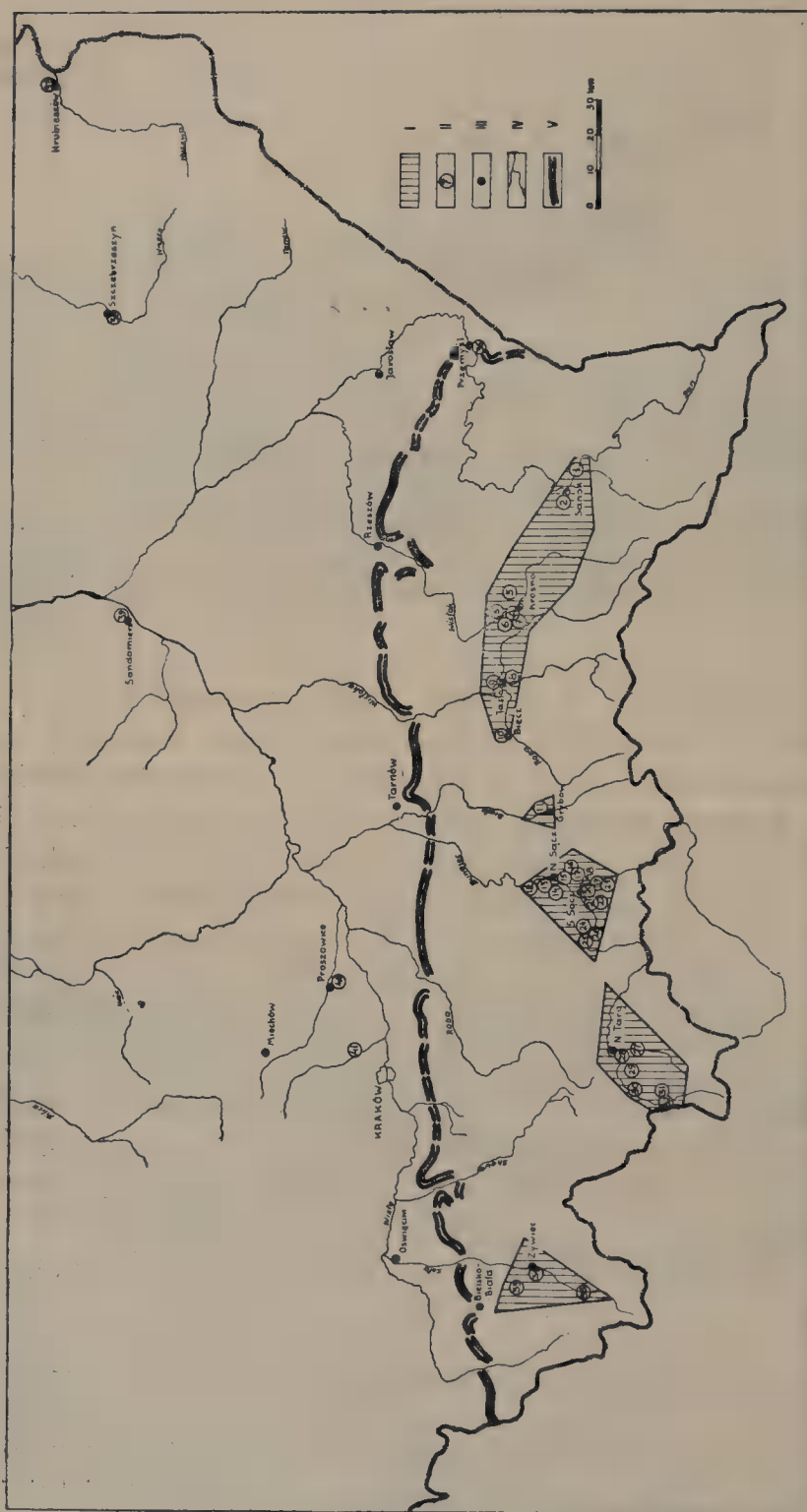
Badania utworów pyłowych w obrębie kotlin karpackich zostały rozpoczęte przez autora w roku 1960 (8, 9). Następne lata pozwoliły na zebranie większej ilości spostrzeżeń i materiałów z obszaru Dołów Jasielsko-Sanockich, Kotliny Sądeckiej, Podhala oraz Kotliny Żywieckiej. Uzyskane wyniki porównano z rezultatami badań nad lessami okolic Przemyśla, lessami Wyżyny Lubelskiej (Hrubieszów, Szczepietnica), okolic Sandomierza, Wyżyny Miechowskiej i Płaskowyżu Proszowickiego (ryc. 1).

W trakcie prac terenowych dokonywano opisów odsłoneń, pobierano próby oraz analizowano położenie geomorfologiczne poszczególnych płatów utworów pyłowych w stosunku do form rzeźby. W laboratorium oznaczono skład granulometryczny osadów, zawartość węglanu wapnia oraz morfologię ziarn kwarcu. Dla części wybranych próbek wykonane zostały analizy minerałów ciężkich.

Opracowaniem laboratoryjnym objęto 180 próbek, pochodzących z 41 odsłoneń.

I PROBLEM WYSTĘPOWANIA I GENEZY UTWORÓW PYŁOWYCH

Pomimo, że w większości przypadków przyjmuje się jako pewnik dla lessu genezę eoliczną (zwłaszcza w Europie zachodniej), istnieje jeszcze wiele momentów niewyjaśnionych, dotyczących źródła materiału lessowego, środowiska jego sedymentacji, a nawet wieku. Zagadnienie komplikuje w znacznym stopniu fakt, że za lessy uważane są



Ryc. 1. I — obszary badań (area investigated), II — punkty badawcze (sampling places), III — miejscowości (localities), IV — rzeki (rivers), V — Próg Pogórza Karpackiego (Carpathian Upland Escarpment)

Nazwy punktów badawczych (sampling places): 1 — Zasław, 2 — Sanok Glinice, 3 — Korczyna, 4 — Turaszówka, 5 — Odrzykoń, 6 — Ustroń, 7 — Polanka Karol, 8 — Sobniów, 9 — Biezdziadka, 10 — Biecz, 11 — Stróż, 12 — Białowoda, 13 — Rdzistów, 14 — Biczycze, 15 — Biegonice, 16 — Zawada, 17 — Bielowice, 18 — Barcice, 19 — Jazowsko, 20 — Przysięka, 21 — Bór na Czerwonym, 22 — Nowy Targ, 23 — Rogoźnik, 24 — Jazowsko, 25 — Ciche Wielkie, 26 — Działisz, 27 — Rybarzowice, 28 — Żywiec, 29 — Żywiec, 30 — Żywiec, 31 — Żywiec, 32 — Żywiec, 33 — Żywiec, 34 — Żywiec, 35 — Żywiec, 36 — Żywiec, 37 — Żywiec, 38 — Żywiec, 39 — Żywiec, 40 — Żywiec, 41 — Żywiec

utwory znacznie odbiegające swymi cechami od skały lessowej. Uwagi na temat niewłaściwej interpretacji takich osadów spotyka się w niektórych rozprawach (2, 13, 15, 29, 46, 62, 63) jednak większość autorów badających utwory pyłowe traktuje je niemal zawsze jako lessy typowe i przypisuje tym ostatnim cechy, które są obce tej skale. Takie postępowanie przy rozwiązywaniu bezsprzecznie trudnego problemu prowadzi do dalszych nieporozumień. Powstają ciągle nowe typy lessów, których niekiedy wymienia się dziesiątki (51, 57).

Zagadnienie lessu ma olbrzymią literaturę, której w tym miejscu nie sposób omówić.

Równolegle do szerokiej dyskusji poświęconej genezie i stratygrafii lessów prowadzona jest bardzo ożywiona dyskusja dotycząca utworów pyłowych wieku czwartorzędowego. Większość autorów za utwory pyłowe uważa osady o dużej zawartości frakcji 0,002—0,1 mm. Charakterystyczną cechą utworów pyłowych jest przewaga ziarn o średnicach większych od 0,02 mm. Występuje w nich także czasem duży udział frakcji drobnej, o średnicy mniejszej niż 0,01 mm. Czwartorzędowe utwory pyłowe występują powszechnie, wykazują znaczne zróżnicowanie w składzie mineralnym, miąższości i barwie. Przypisywana jest im różna geneza.

Na terenie Związku Radzieckiego poświęca się temu problemowi wiele uwagi. Stosuje się tam różne nazwy dla tych utworów, jak np. „gliny pyłowe”, „gliny lessopodobne”, „gliny pokrywowe”.

W roku 1896 N. M. Sibircew (70) omawia występowanie glin pyłowych w dolnych odcinkach dolin Oki i Kłajmy. Dla glin leżących na utworach morenowych w obszarach wododziałowych wymieniony autor przyjmuje genezę wietrzeniową. Pozostałe utwory lessopodobne uważa za osady złożone przez wody wypływające z topniejących lodowców.

Późniejsze lata przynoszą na obszarze ZSRR znaczny rozwój badań poświęconych temu zagadnieniu. Przegląd kilku ostatnich prac da jednak dostateczną możliwość zorientowania się w panujących obecnie poglądach odnośnie genezy utworów pyłowych.

A. I. P o p o w (56) w 1953 roku omawiając gliny pokrywowe płaskich obszarów Równiny Rosyjskiej dochodzi do wniosku, że utwory te powstały dzięki działaniu procesów niwacji. Do takiego stwierdzenia upoważniają autora między innymi obserwacje nad współczesnymi procesami niwacji w obszarach surowego klimatu. Omawiane przez A. I. P o p o w a gliny charakteryzują się wysoką zawartością frakcji pyłowej, dużą porowatością i słabo widoczną laminacją.

Teorię eoliczną reprezentuje między innymi I. N. S a ł o w (65). Daje temu wyraz w pracy poświęconej lessopodobnym glinom okręgu



smoleńskiego. Proces akumulacji eolicznej zachodził według niego w warunkach chłodnego i suchego klimatu, z bardzo małą ilością opadów.

Ciekawe poglądy ogłosił w 1955 roku W. S. Goworuchin (25). Twierdzi on, że w obszarach Subarktyki, gdzie na szeroką skalę występuje zjawisko tundry medalionowej, mamy do czynienia z powstawaniem pokryw pyłowych. Dzieje się to dzięki ruchom gleby pod wpływem rozmarzania i zamarzania oraz na skutek bardzo silnych napięć hydrostatycznych powstających w płynnej masie mineralnej wypełniającej szczeliny. Wymienione procesy przez swą rytmiczność i długotrwałość doprowadzają do rozdrobnienia ziarna, w wyniku czego skała podłoża zostaje przetworzona na gliny pokrywowe o charakterze lessowym.

Procesami powstawania utworów pyłowych w obszarach górskich ZSRR zajmował się I. N. Stiepanow (74). Prowadził on badania w wysokich częściach Tian Szanu, w wyniku których stwierdza występowanie w 1 m<sup>3</sup> śniegu 1,0—2,5 kg pyłu o eolicznych cechach ziarna. Analizy mikroskopowe wykazały znaczne podobieństwo składu mineralogicznego materiału pyłowego z sąsiednimi skałami. Procesem doprowadzającym do wytworzenia się pyłu o cechach zbliżonych do lessu jest wietrzenie skał, głównie mechaniczne.

E. W. Lwowa (42) przyjmuje dla utworów lessopodobnych stepowej części Krymu genezę złożoną. Za przeważający czynnik twórczy autorka uważa sedymentację eoliczną. Duże jednak znaczenie miały także procesy eluwialne i deluwialne.

Interesująca dyskusja dotycząca utworów pyłowych Alaski prowadzona jest przez geologów amerykańskich. S. Taber (82, 83, 84, 85) uważa, że utwory pyłowe centralnej i północnej części Alaski mają genezę złożoną. Jest on zdania, że materiałem, z którego powstały utwory pyłowe, są skały miejscowe, zwłaszcza drobnoziarniste łupki z Fairbanks. Wietrzenie mrozowe rozdrobniło skałę, następnie produkty wietrzenia były transportowane po stokach i w dużej części wprowadzane w koryta rzeczne. Rzeki przenosiły zwietrzeliny na duże odległości, a także osadzały w czasie wylewów na terasach. Z wysuszonych rozlewisk rzecznych materiał był wywiewany na bliskie odległości. W ujęciu S. Tabera proces eoliczny nie odgrywał zasadniczej roli w całkowitej kształcie procesu genetycznego utworów pyłowych. Autor ograniczył czynnik eoliczny przestrzennie i czasowo.

Przeciwny pogląd reprezentuje natomiast T. L. Pewe (54, 55). Według niego utwory pyłowe są wynikiem intensywnie działających procesów eolicznych. Tego samego zdania są R. F. Black (4), F. W.

Trainer (88) oraz S. Rieger i R. L. Juve (60). A. Jahn (27) wypowiada się także raczej za koncepcją Pewego.

W pozostałej części Stanów Zjednoczonych w przeważającej większości przyjmuje się dla utworów pyłowych i lessów genezę eoliczną (1, 20, 21, 22, 23, 37, 50, 66).

Problemem utworów pyłowych w Polsce zajmowano się głównie przy opracowywaniu lessów. Prac konkretnie omawiających to zagadnienie jest niewiele. Ograniczę się tylko do krótkiego omówienia trzech pozycji.

B. Dobrzański i A. Malicki (13) badali uważane dotychczas za lessy utwory piaszczysto-pyłowe w okolicach Leżajska i Grodziska. Opracowano laboratoryjnie morenę i zalegające na niej utwory. Na podstawie otrzymanych wyników autorzy dochodzą do wniosku, że badane utwory nie są lessami, lecz reprezentują utwór pyłowy powstały z przekształcenia moreny. W pracy znajdujemy także omówienie różnic występujących pomiędzy lessami a utworami lessopodobnymi.

W 1952 roku J. Dylik (15) zabiera głos na temat utworów pyłowych występujących w Polsce środkowej. Oto najważniejsze momenty w pracy J. Dylika:

1) utwory pyłowe, zbliżone swym wyglądem do lessu, nie są osadem eolicznym;

2) materiał frakcji pyłowej powstał na miejscu przy współudziale dezintegracji i segregacji mrozowej;

3) obszary z rozwiniętymi pokrywami utworów pyłowych należy uważać za obszary skąd materiał był wywiewany na inne tereny i osadzany jako less.

Omawiając różnice i podobieństwa występujące pomiędzy lessem i utworem pyłowym J. Dylik pisze na str. 269: „Z wyglądu podobny jest on do lessu, jest pylasty i rozciera się w palcach, a obszary pokryte nim mają własną topografię podobną do topografii lessowej. Posiada również podobny skład mechaniczny i mineralogiczny. Głównym składnikiem jest kwarc i najczęstsza jest w nim frakcja charakterystyczna dla lessu.

Są jednak i bardzo znaczne różnice. Utwory pylaste w okolicach Łodzi posiadają wyraźną domieszkę materiału grubszego, większych ziarn, a nawet zawierają w swej masie pojedyncze „głaziki”.

W bardzo przekonujący sposób A. Jahn (29) udawadnia nieśłuszność poglądów S. Macki odnoszących się do utworów pyłowych w Karkonoszach. S. Macko utwory pyłowe żółtego koloru, występujące

na wysokościach do 1400 m n.p.m. uważa za lessy. Według A. J a h n a utwory te powstały na drodze wietrzenia skał krystalicznych i powszechnie występują jako domieszki nawet w pokrywach blokowych. Zwietrzliny karkonoskie nie są lessem lecz zgodnie z poglądem W. Ł o z i ń s k i e g o (43) mogą być źródłem dostarczającym materiału dla lessów przedpola Karkonoszy. W zupełnej także zgodności z W. Ł o z i ń s k i m i A. D ü c k e r e m (14) jest przyjęcie procesu wietrzenia peryglacjalnego jako procesu wytwarzającego frakcję pyłową.

Dokonany przegląd nie miał na celu dokładnego omówienia literatury problemu, lecz miał ukazać jego najistotniejsze momenty.

Przechodząc do omówienia literatury zajmującej się lessami i utworami pyłowymi w Karpatach, należy stwierdzić stosunkowo małą ilość opracowań tego zagadnienia. Zaznacza się to zwłaszcza w zestawieniu z całą bogatą literaturą geologiczną i geomorfologiczną Karpat. Drugi ważny fakt, to jeszcze mniejsza ilość opracowań mających za podstawę badania laboratoryjne. Przeważają prace o charakterze opisowym lub prace, w których interesujący nas problem zajmuje miejsce drugorzędne. Niemniej jednak pewna ilość autorów poświęciła swą uwagę temu zagadnieniu.

Druga połowa ubiegłego stulecia jest okresem, w którym zaczęto interesować się utworami pyłowymi Karpat. L. Z e j s z n e r (91) uważa powszechnie występujące w całych Karpatach oraz na ich przedpolu gliny za osad wód słodkich. E. T i e t z e (86) natomiast wypowiada się za eoliczną genezą utworu. Na poszczególnych arkuszach Atlasu Geologicznego Galicji autorzy znaczyli te utwory jako gliny mamutowe (löss), dyluwium oraz gliny dyluwialne (löss). W Ł o z i ń s k i (45) jako pierwszy stwierdza, że zwietrzelina fliszu karpackiego musi być brana pod uwagę jako twór dostarczający materiału dla lessów. Cz. K u ź n i a r (41), który badał skład mineralogiczny utworów pyłowych w Karpatach, stwierdza, że są to przerobione przez procesy denudacyjne eoliczne lessy. Natomiast J. T o k a r s k i (87) w oparciu o analizy chemiczne i morfoskopowe dochodzi do wniosku, że na terenie Karpat występują lessy eoliczne. A. M a l i c k i (46) w swej pracy dotyczącej genezy lessów w Polsce bardzo ściśle wiąże lessy Polski południowej z fliszem karpackim. Wskazuje on zgodnie z dawną hipotezą W. Ł o z i ń s k i e g o (45) na warstwy krośnieńskie, które dają w wyniku wietrzenia produkt bardzo zbliżony do lessu.

Pozostałe pozycje literatury polskiej odnoszące się w całości czy tylko częściowo do lessów i pyłowych utworów karpackich, omówione zostaną przy opisie konkretnych odsłonień.



## II WYSTĘPOWANIE UTWORÓW PYŁOWYCH W KOTLINACH KARPACKICH

Opisując występowanie utworów pyłowych na obszarze Karpat, będę wymieniał te ich cechy, które uważane są za typowe dla lessów. Jedną z najbardziej rzucających się w oczy cech makroskopowych utworów pyłowych jest barwa. Przy określaniu rodzaju zabarwienia napotykamy jednak na liczne trudności. Pomijając już różnice w zabarwieniu wynikające z niejednakowej wilgotności skały, dla tego samego utworu wprowadza się często kilka różnych oznaczeń barw podczas badania go przez kilka osób (11).

Dla lessów za typową barwę uważana jest żółta lub słomkowożółta oraz ich odcienie o mniejszym lub większym natężeniu (11, 12, 20, 46, 67, 69, 87). Natężenie barwy zależy od zawartości żelaza, manganu, węglanów i humusu. W barwie utworów pyłowych z obszaru Karpat przeważają odcienie ciemniejsze przechodzące często w barwy jasnobrązowe, brązowe i ich pochodne. Utwory o barwie żółtej i jasnożółtej spotyka się rzadziej.

Łupliwość pionowa, która jest uważana za cechę charakterystyczną dla lessów, występuje także i w innych utworach. Na przykład często spotyka się ją w stropowych partiach glin morenowych, w tufach wulkanicznych, w zwietrzelinie ilów krakowieckich. Pionową łupliwość w terasowych piaskach dolnego Sanu miał możliwość obserwować autor wraz z S. Nakonecznym.

Występowanie konkrecji węglanu wapnia w postaci tak zwanych „kukielek” lub „lalek” znane jest w zwietrzelinach ilów krakowieckich, w zwietrzelinach warstw krośnieńskich, wapieni kredowych oraz w piaskach wydmy (10, 46).

W świetle powyższych uwag, wydaje się właściwsze podawanie wymienionych cech nie jako wyłącznie lessowych, ale jako występujących między innymi i w utworach lessowych.

## Doły Jasielsko-Sanockie

Przeważająca część obszaru Dołów zbudowana jest z łupków i piaskowców krośnieńskich. Jedynie w kilku miejscach na ich obrzeżeniu (na N i NE od Sanoka, koło Krosna i na N od Jasła) występują cienkie wiązki łupków menilitowych z rogowcami, łupki i piaskowce hieroglifowe oraz łupki i piaskowce kredowe (59).

Na obszarze Dołów Jasielsko-Sanockich dominującą formą rzeźby są rozległe poziomy teras nadzalewowych (32) oraz łagodnie nachylone stoki wyższych partii, które oddzielają poszczególne obniżenia składające się na całość Dołów. Bardziej strome są zbocza wzniesień stanowiących

północne i południowe granice obniżenia oraz w kilku przypadkach zbocza wąskich, wysokich grzbietów występujących koło Sanoka i pomiędzy Krosnem a Korczyną. Cały obszar pokrywają utwory czwartorzędowe. Do najpospoliciej występujących należy zaliczyć utwory pyłowe i pyłowo gliniaste. Uwzględniając położenie morfologiczne tych utworów należy je podzielić na dwie grupy: 1) występujące na stokach, oraz 2) budujące stropowe partie akumulacyjnych serii terasowych. Taki podział utworów pyłowych zaznacza się wyraźnie we wszystkich kotlinach karpackich.

Utwory pyłowe na stokach posiadają duże zróżnicowanie miąższości. Zaznacza się to zarówno pomiędzy poszczególnymi stokami jak i w obrębie jednej tego rodzaju formy. Przeważnie można stwierdzić następujący układ: w górnej części stoku — materiał o cechach eluwium, przy małej miąższości (średnio 0,8 m), dużej zawartości okruchów skał podłoża i braku wysortowania. W środkowej części stoku następuje wzrost miąższości (średnio do 1,2 m), zaznacza się słabe wysortowanie, zmniejsza się ilość okruchów fliszowych. W dolnej części stoku miąższość utworów przekracza niekiedy 3 m. Przeważa materiał pyłowy, widoczna jest laminacja równoległa do stoku, sporadycznie występują odłamki fliszu (np. Sanok Glinice).

Zaznacza się wyraźna zależność wykształcenia tych utworów od długości i kształtu stoku. Przy stokach dłuższych (ponad 1 km) utwory wyglądają jak w przypadku powyżej omówionym (Sanok Glinice). Przy stokach krótkich deluwia są zawsze słabiej wysortowane i zawierają duże domieszki materiału okruchowego.

Utwory pyłowe na terasach nadzalewowych różnią się od stokowych większą miąższością i lepszym wysortowaniem. Zgodnie z danymi M. Klimaszewskiego (32) najlepiej wykształcone utwory pyłowe występują na poziomie znaczonej przez tego autora jako „Poziom II (+ less)”. W odcinkach dolin Sanu, Wisłoka, Wisłoki i Jasiołki przypadających na obszar Dołów Jasielsko-Sanockich poziom ten ma znaczne rozprzestrzenienie i przykryty jest wszędzie utworami o miąższości 4—7 m.

Przykład tego typu utworów występuje w cegielni Zasław leżącej na terasie Sanu u ujścia Osławy. Mamy tu siedmiometrową serię utworów pyłowych leżących na żwirach rzecznych. Na głębokości 4 metrów seria ta przedzielona jest 10 centymetrową warstwą koncentracji związków żelaza i manganu. Ponad tą warstwą zalega materiał pyłowy, jasnożółty, pionowo spękany, zaś poniżej — materiał pyłowy z domieszką iłu, plastyczny, barwy szarej i niebieskiej. W okolicach Krosna na terasach nadzalewowych Wisłoka i jego dopływów utwory pyłowe występują zwartymi płatami. Najczęstsze są utwory,



które zalegają na terasowym poziomie II, który w tej okolicy ma wysokość 8—12 m nad poziomem Wisłoka. Na terasie tej występują doły eksploatacyjne cegielni w Polance Karol i Turaszówce. Ukazują one serie utworów pyłowych i pyłowo-glinastych barwy żółto-brunatnej o miąższości 2,9—5,6 m (średnio 4,0 m). Leżą one zawsze na żwirach rzecznych nadbuduwujących cokol skalny. Do tego samego typu utworów terasowych należy zaliczyć osady pyłowe okolic Odrzykonia i Ustrobnej. W Odrzykoniu materiał pyłowy zawiera znaczne domieszki iłu, natomiast utwory w Ustrobnej są bardziej piaszczyste, a także bardziej porowate w porównaniu z poprzednimi.

Wglądu w strukturę stokowych utworów pyłowych dostarczają odsłonięcia w cegielniach Korczyny, Biecha i okolic Jasła. W Korczynie miąższość tych utworów wynosi 4,6 m. Leżą one na łupkach i piaskowcach krośnieńskich. Flisz przechodzi w nadległy pokład pyłowy stopniowo przez drobny rumosz i gruboziarnisty piasek. W całej tej serii część stropowa ma barwę żółtą, nieregularnie zaznaczone smugowanie poziome i bardzo wyraźną łupliwość pionową. Część środkowa, to utwór również pyłowy ale ze znaczną domieszką frakcji ilastej, barwy popielatej, ze słabo rozwiniętymi pierścieniami Lieseganga. W dolnej części odkrywki materiał pyłowy ma domieszkę drobnoziarnistego piasku oraz liczne konkracje  $\text{CaCO}_3$ .

Odsłonięcie to było badane w 1928 roku przez J. Tokarskiego (87). Na podstawie analiz chemicznych i mineralogicznych autor ten dochodzi do wniosku, że materiał z Korczyny jest analogiczny z lessami okolic Lwowa. H. Świdziński i J. Wdowiarz (81) określają utwory z Korczyny jako produkty wietrzenia skał miejscowych. Tego samego zdania jest autor, opisując wyniki badań z roku 1961 (8).

Na szczególną uwagę zasługuje odsłonięcie w cegielni w Biechu. Na zapadających pod kątem  $50^\circ$  warstwach łupków i iłolupków krośnieńskich leży żółty materiał pyłowy o miąższości do 3,0 m. W stropowych wyrstwach zaznaczone są struktury spływów soliflukcyjnych. Mamy w tym przypadku do czynienia z typowym profilem wietrzeniowym. Występuje stopniowe przejście od litych i niezwietrzałych ławic, poprzez nadwietrzałe łupki, iłolupki i piaskowce oraz ich rumosz, aż po ostateczny produkt wietrzenia — utwór pyłowy. Należy dodać, że utwór ten jest makroskopowo bardzo podobny do lessu. Podobieństwo to wyraża się w żółtej słomkowej barwie, dużej porowatości oraz występowaniu konkracji węglanu wapnia. Omawiane odsłonięcie występuje na zboczu suchej dolinki uchodzącej do doliny Ropy. Nachylenie zbocza wynosi  $10^\circ$ . Utwory pyłowe z Biecha uważane były w dotychczasowych badaniach za typowe zwietrzeliny warstw krośnieńskich (8, 46).



Inny nieco typ przedstawiają zwietrzeliny występujące w okolicach Jasła. W cegielni Sobniów na piaskowcach i łupkach górno krośnieńskich leżą zwietrzeliny pyłowe o miąższości do 3,5 m. Są to utwory o barwie żółto-popielatej, zawierające w swojej masie okruchy piaskowców oraz dużo blaszek miki. W cegielni Bieździadka na serii oliwkowych i zielonkawych łupków oraz piaskowców krośnieńskich występują utwory pyłowe o miąższości do 2 m. Łupki są silnie ilaste i wapniste. Drobnopziarniste piaskowce zawierające dużo blaszek miki, w procesie wietrzenia przetwarzają się na bardzo drobny piasek. W sumie, zwietrzelina łupków i piaskowców daje utwór pyłowy barwy brunatnej, miejscami z odcieniem zielonkawym i o dużej zawartości miki.

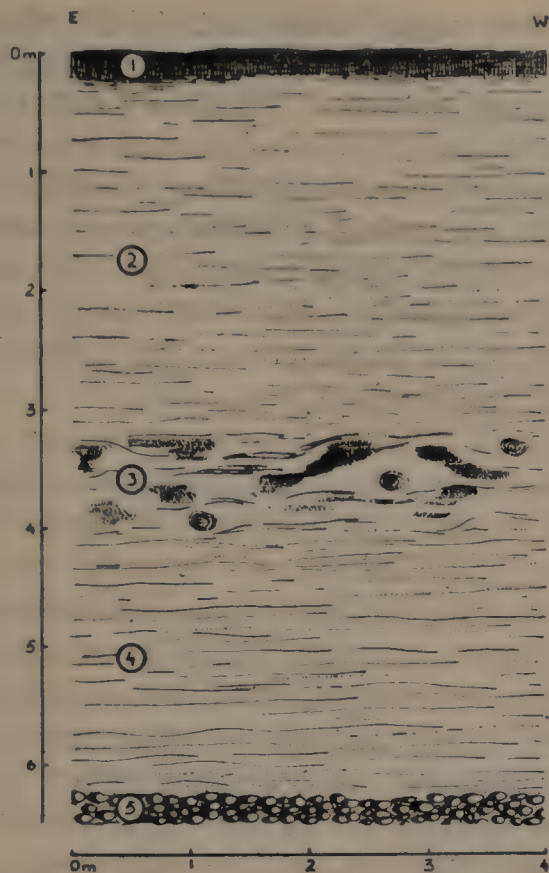
### Kotlina Sądecka

Bardzo wyraźna morfologicznie forma, o wysokości dna około 300 m n.p.m. W budowie geologicznej przeważający udział bierze flisz serii magurskiej. Są to piaskowce, łupki i margle magurskie oraz podmagurskie, belowskie i hieroglify. Północno-zachodnią część obrzeżenia kotliny budują łupki i piaskowce inoceramowe, a także piaskowce i łupki warstw grybowskich. W dnie kotliny w kilku miejscach odsłonięty jest miocen, wykształcony w postaci piasków i ilów.

Płaskie poziome terasowe dna Kotliny Sądeckiej silnie kontrastują ze stokami wzniesień i pasm stanowiących zbocza kotliny. Dunajec, Poprad i Kamienica wytworzyły bardzo wyraźnie rozwinięty system teras nadzalewowych. Idąc od dna występują kolejno (32, 35): współczesny kamieniec, terasa bałtycka z pokrywami holocenijskimi, następnie terasa niska zlodowacenia ostatniego o wysokości 6—7 m nad poziom rzek. Ponad nią leży terasa średnia (zlodowacenie środkowopolskie) o wysokościach: w Jazowsku 26 m, w Starym Sączu 16 m, w Dąbrowce i Biegonicach 18 m, w Nowym Sączu 13 m. Terasa wysoka datowana na zlodowacenie krakowskie zajmuje najmniejsze fragmenty. Jej wysokość ponad dna rzek i kotliny wynosi: koło Jazowska 80 m, w Kotlinie Sądeckiej 90 m.

Utwory pyłowe w obrębie Kotliny Sądeckiej występują najpowszechniej na terasie średniej, środkowopolskiej. Są to serie najpełniej wykształcone, o największej miąższości. Przykładowo zostaną omówione terasowe utwory pyłowe z Zawady, Bielowic, Biegonic i Jazowska oraz ze Stróż koło Grybowa. Dwa ostatnie stanowiska leżą poza Kotliną Sądecką i są punktami uzupełniającymi.

Wyrobiska cegielni Zawada leżą na średniej terasie nadzalewowej Kamienicy, która w tym miejscu ma wysokość względną 17 m. Ponad sześciometrowa seria utworów pyłowych leży w tym miejscu na zwi-



Ryc. 2. Odsłonięcie utworów pyłowych w Zawadzie (pkt. 16); 1 — gleba współczesna; 2 — materiał pyłowy, delikatnie warstwowany; 3 — materiał plastyczny, ze smugami i plamami niebieskimi, czerwonymi i fioletowymi; 4 — materiał pyłowy, delikatnie warstwowany; 5 — żwiry rzeczne

Exposure of silts. Zawada (No 16); 1 — soil; 2 — finely laminated silt; 3 — banded plastic argillaceous deposit with patches differing in colour (red, blue, violet); 4 — finely laminated silt; 5 — river gravels

rach rzecznych (ryc. 2). Mniej więcej w połowie wysokości odkrywki widoczna jest 60—70 centymetrowa warstwa ze znaczną zawartością frakcji drobnej (bardzo plastyczna). Warstwa ta wykazuje wyraźną zmienność w barwie. Na brunatnym lub popielatym tle występują liczne plamy i smugi koloru niebieskiego, granatowego, fioletowego, zielonego, pomarańczowego oraz rdzawego i czerwonego. W wielu miejscach zaznaczają się skupiska pierścieni Lieseganga. Horyzonty pyłowe leżące powyżej tej różnobarwnej warstwy są płytko, pionowo spękane. Natomiast utwór spągowy wykazuje słabo zaznaczoną, nieciągłą, poziomą laminację. Barwa materiału pyłowego, leżącego nad i pod rozdzielającą warstwą, jest żółto-brunatna.

W Bielowicach 2,5 m utworów pyłowych leży na ilastych glinach i ilach mioceńskich. W obrębie czwartorzędowych utworów pyłowych

widoczne są szczeliny, wypełnione materiałem otaczającym. Długość szczelin dochodzi do 1 m, największe rozwarcie wynosi 15 cm. Analogiczne formy z terenu Słowacji opisują J. Pelisek (53) i O. Stehlik (73). Autorzy ci uważają je za kliny peryglacjalne i na podstawie ich występowania w analogicznych sytuacjach morfologicznych (terasy rzeczne nadbudowane lessem — według autorów) przeprowadzają stratyografię od interglacjału Riss-Würm, do Würm 3. Materiał obserwacyjny zebrany z terenu kotlin Karpat polskich nie upoważnia jednak do takiej interpretacji. Należy przyjąć, że struktury tego typu są szczelinami wysychania lub szczelinami po korzeniach.

W cegielni Biegonice, położonej na zboczu małej dolinki (nachylenie zbocza 8—12°), rozcinającej średnią terasę Dunajca w miejscu gdzie forma ta dochodzi do stoku kulminacji 372 m n.p.m. istnieje odsłonięcie o głębokości 15 m i długości 80 m. Pozwala ono na prześledzenie zmienności profilu w kierunku pionowym i poziomym.

We wschodniej części odsłonięcia kolejność warstw jest następująca: pod warstwą gleby współczesnej leży ośmiometrowa seria żwirowo-piaszczysto-gliniasta. Udział żwirów ku górze maleje wraz ze zmniejszaniem się ich średnicy. W stropowych partiach średnica ta wynosi do 5 cm, ku dołowi wzrasta do 15 cm. Ilość materiału piaszczystego, a zwłaszcza pyłowego, jest większa w części stropowej. Całość tej serii spoczywa na ławicy żwirowej o grubości 10—40 cm. Żwiry spągowe silnie zażelazone i zcementowane związkami żelaza, leżą na piaskach i ilach mioceńskich. W zachodniej części odkrywki profil wygląda zupełnie inaczej. Bezpośrednio na ilach mioceńskich zalegają utwory pyłowe barwy rdzawopopielatej o miąższości 2,5 m. Zaznaczają się w nich cienkie wkładki drobnego piasku. Na długości 80 metrów zanikają żwiry i utwory czwartorzędowe reprezentowane są jedynie przez materiał pyłowy.

Omówiony profil rzuca światło na charakter procesów, które złożyły się na powstanie opisanych utworów. W tym przypadku działały głównie procesy splukiwania i wymywania drobnego materiału, który osadzony został w niższych położeniach.

Poza obrębem Kotliny Sądeckiej przebadano zespół odsłonieć w miejscowości Jazowsko w dolinie Dunajca. W cegielni w Jazowsku występuje u stropu materiał pyłowy, który przechodzi następnie ku spągowi w ily. Procent części ilowych wzrasta stale w obrębie odsłonięcia wraz z głębokością. Ulega też zmianie barwa, która od żółto-brunatnej w stropie poprzez odcienie brunatne, rdzawe, pomarańczowe i popielate zmienia się na ciemnoniebieską u dołu. Miąższość całego odsłonięcia



wynosi 3,5 m. Widoczne są wkładki humusowe, oraz w częściach spągowych okruchy piaskowców.

Poniżej cegielni, koło kościoła w Jazowsku, na środkowopolskiej terasie Dunajca leżą na żwirach utwory pyłowe barwy żółtej, które zawierają żwirki i okruchy fliszowe. Grubość pokrywy pyłowej waha się w tym miejscu od 2,0—3,5 m (ryc. 11). Ten sam typ utworu występuje w odkrywcę koło drogi. Materiał pyłowy leży tu na czterometrowej serii żwirów rzecznych, które nadbudowują cokół skalny terasy Dunajca.

W literaturze istnieje kilka wzmianek o występowaniu omawianych utworów w okolicach Jazowska. W. S z a j n o c h a (78) opisuje zaleganie gliny „lessowatej” na siwej, zwietrzelinowej glinie zawierającej domieszki gruzu. M. K l i m a s z e w s k i (32) wymienia pośród utworów czwartorzędowych w Jazowsku także żółte, pylaste gliny noszące cechy lessowe.

Interesujący profil występuje w Stróżach koło Grybowa. Na terasie nadzalewowej Białej Dunajcowej zalega 3,5 metra utworu pyłowego barwy żółtobrazowej. Podścielone są one plastycznym materiałem ilastym o kolorze popielatoniebieskozielonym i miąższości 0,8—1,3 m. Nizej na żwirach rzecznych zalega dwumetrowa warstwa materiału gliniastego z domieszką drobnego piasku. Wyraźnie zaznaczająca się dwudzielną serię pyłowej upodabnia ten profil do stanowisk w Zawadzie i Zasławiu.

Stokowe utwory pyłowe wykazują wyraźne zróżnicowanie. W górnych, bardziej stromych (nachylenie powyżej 20°), podszczytowych partiach stoków rozwinięte są pokrywy gruzowe, jak np. na południe od leśniczówki Przysietnica. Przeważają tu bloki piaskowca magurskiego często o średnicy do 60 cm i materiał okruchowy. Materiał pyłowy stanowi zaledwie domieszkę w ilości średnio 15 %. Z tych pokryw następuje wynoszenie (wyplukiwanie) materiału drobnego, który następnie osadzany jest w niższych częściach stoków.

Inny typ utworów stokowych występuje w niższych położeniach, odpowiadających mniej więcej środkowym, często przypłaszczonej odcinkom stoków. W takich położeniach spotyka się materiał pyłowy o miąższości 1—3 m, zawierający w swej masie drobne okruchy fliszu. Przykłady tego typu utworów można znaleźć w Biczycach, Rytrze, między Przysietnicą i Barcicami oraz w samych Barcicach. Do największych miąższości dochodzą utwory pyłowe, które zalegają w dolnych odcinkach stoków, względnie na spłaszczeniach podstokowych. W takich położeniach materiał drobny wykazuje najlepsze wysortowanie. Przykład: cegielnia w Barcicach, gdzie występuje dwudzielna seria utworów pyłowych. Część górna o miąższości 1 m, barwy żółtobrazowej, materiał

zwięzły. Poniżej, prawie poziomo warstwowany utwór pyłowy z domieszką iłu, wykazujący znaczną plastyczność. Barwa brązowordzawa. Poziom ten pocięty jest siecią szczelin analogicznych do form z Bielowic.

Interesujące jest odsłonięcie utworów pyłowych w Rdziostowie koło Marcinkowic (w dolnej części stoku wzniesienia Szcząb 489 m n.p.m. zbudowanego z kredowych łupków i piaskowców inoceramowych). Utwór pyłowy o grubości 7 m jest makroskopowo bardzo podobny do lessu. Materiał barwy żółtej i żółto-brązowej wykazuje znaczną porowatość. Bardzo wyraźna pionowa łupliwość oraz drobne formy erozyjne rozwinięte w materiale pyłowym potęgują znaczne podobieństwo fizjonomiczne z lessem (ryc. 12).

### Podhale

Materiały zebrano na Pogórzu Gubałowskim, u podnóża zachodniej części Pasa Skalicowego oraz w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej.

Pyłowe pokrywy Pogórza Gubałowskiego osiągają maksymalnie do 2,5 m miąższości. Zawierają one prawie zawsze okruczy fliszowe. Materiał pyłowy w ich masie stanowi średnio 70 %. Charakterystyczną cechą tych utworów jest ich dwudzielność. Wyraża się ona występowaniem w stropowych partiach odsłonień materiału mniej zwięzłego o strukturze „gruzełkowatej” (podobieństwo do gruzełkowatej struktury gleb) i barwach żółto-brązowych. Dolne części profilów wykazują większe zawartości cząstek ilastych, przy czym zailenie wzrasta ku spągowi stopniowo (odsłonięcie w Dzianiszu) lub od pewnej głębokości nagle (odsłonięcie w Cichym Wielkim).

W Rogoźniku, u podnóża Pasa Skalicowego, w terasie nadzalewowej potoku Wielki Rogoźnik odsłaniają się między innymi utwory pyłowe. Część stropowa terasy pokryta jest utworem barwy żółtej i żółtopopielatej z dość wyraźnie zaznaczoną łupliwością pionową (ryc. 13). W masie drobnego materiału tkwią rzadko rozmieszczone ostrokrawędziste okruczy wapieni jurajskich i piaskowców fliszowych. Miąższość stropowej części tej serii wynosi 1—1,1 m. Od tej głębokości zaczyna wzrastać ilość materiału okruczowego i otoczków. Tkwią one w utworze pyłowym z wyraźną domieszką frakcji grubszej oraz o ciemniejszej barwie. Całość spoczywa na ilach, które z kolei leżą na żwirach rzecznych. Strop ilów występuje na głębokości 3,2 m od powierzchni terasy. Tego rodzaju następstwo warstw stwierdzić można na całej długości terasy Wielkiego Rogoźnika. Profil w Rogoźniku opisał L. Zejszner w 1851 roku (91). Zejszner już wówczas stwierdza dwudzielność utworów terasowych, która między innymi podkreślona jest także zmianą zabarwienia. Według Zejsznera „gliny” górne mają barwę

żółtą, dolne niebieskoszarą. Jako dolne „gliny” L. Z e j s z n e r określił serie mułowo-ilaste leżące na żwirach. Według niego utwory z Rogoźnika mają być osadem aluwialnym.

W Kotlinie Orawskiej leżącej na zachód od linii Szaflary — Ludzimirz (31,33), na jej wschodnich peryferiach dobrze rozwinięte pokrywy utworów pyłowych leżą na terasie Czarnego Dunajca. Od miejsca zwanego „Pod Szubienicą” (na północ od Podczerwonego) do Koniówki, na serii żwirów dunajcowych, leży utwór pyłowy o miąższości 1—2 m. Jest to materiał barwy ciemnożółtej, z dużą zawartością miki. Bardzo wyraźnie zaznacza się pionowa łupliwość w obrębie tych utworów, które makroskopowo w znacznym stopniu przypominają less.

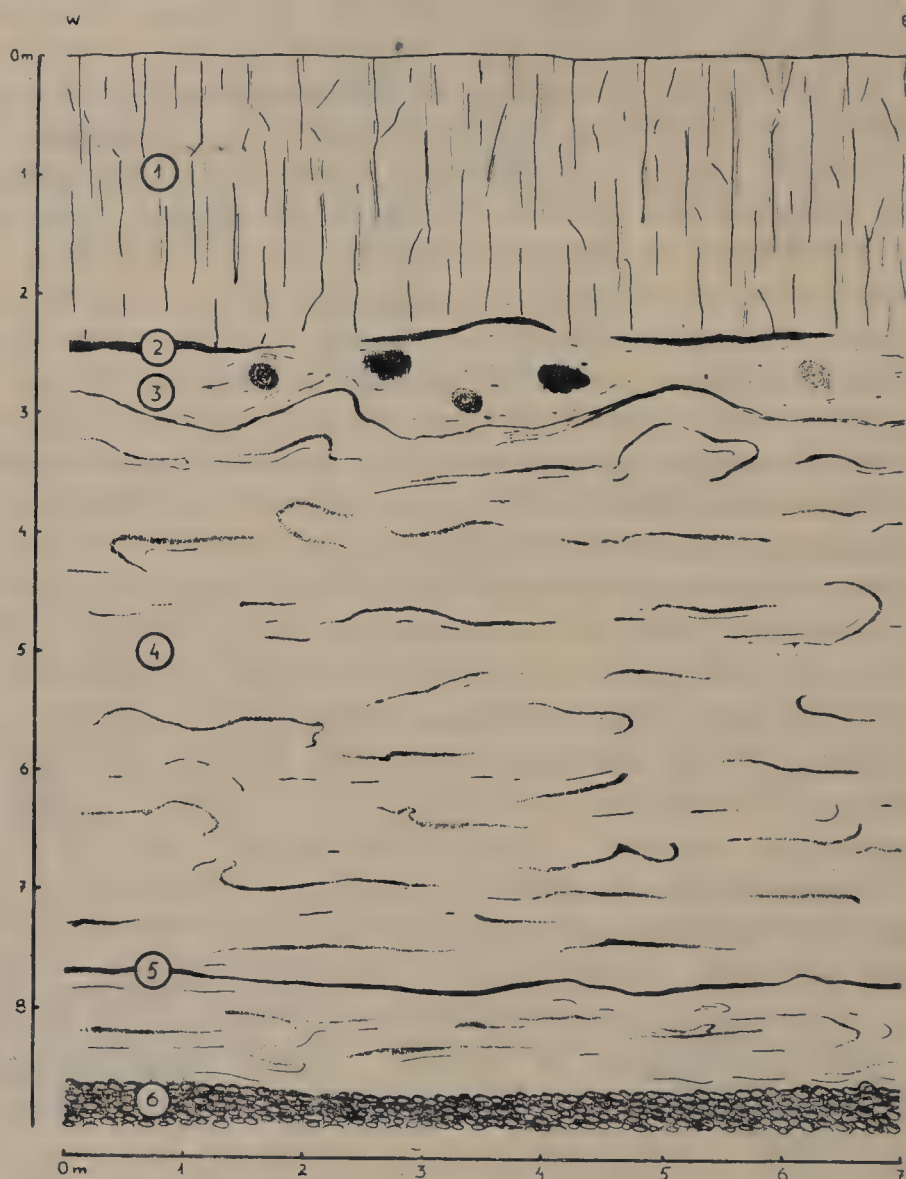
Omawiane utwory występują powszechnie w Kotlinie Nowotarskiej na pięknie rozwiniętym systemie terasowym Dunajca. W najpełniejszym wykształceniu pokrywają one III poziom terasowy — terasę bałtycką (32, 35) na południe od Nowego Targu (ryc. 14). Utwór pyłowy dzielący się na dwa horyzonty występuje na 11 metrowej serii żwirowej (35) Białego Dunajca w okolicy Boru na Czerwonym. Horyzont górny żółto zabarwiony z dość wyraźną łupliwością pionową, wykazuje zatarte warstwowanie poziome. Horyzont dolny, to materiał pyłowy bardziej zwięzły i subtelnie poziomo warstwowany, bez zaznaczającej się łupliwości. Prawie identyczne odsłonięcie istnieje na bałtyckiej terasie Czarnego Dunajca w Nowym Targu. Natomiast w cegielni w Nowym Targu (położonej także na terasie bałtyckiej) odsłania się profil o innym wykształceniu. Mianowicie w stropie zalega materiał pyłowy barwy żółtobrazowej z naciekami  $\text{CaCO}_3$  o miąższości 1 m. Niżej materiał pyłowy z wyraźną domieszką ilu, z zaznaczonymi brunatnymi plamami, miąższość 1 m. Najniżej już na żwirach rzecznych, leży trzeci horyzont materiału pyłowego, plastycznego, z rdzawymi plamami. Cała trzy-metrowa pokrywa jest dobrze odsłonięta na przestrzeni 400 m. Omawiane utwory jako „loes i glina ze żwirami u spodu” były znaczone przez W. U h l i g a (90) na arkuszu „Nowy Targ i Zakopane” Atlasu Geologicznego Galicji. Tenże autor wyraża pogląd, że less pokrywa duże obszary Kotliny Orawsko-Nowotarskiej (90).

### Kotlina Żywiecka

W budowie geologicznej kotliny i jej obrzeżenia biorą udział skały serii podśląskiej, płaszczowiny śląskiej i magurskiej. Bardzo silne zróżnicowanie litologiczne przejawia się w występowaniu różnie wykształconych łupków, margli, drobno i gruboziarnistych piaskowców, zlepieńców i rogowców.



Na powierzchni szeroko rozwiniętej w obrębie kotliny wysokiej terasy nadzalewowej (18—24 m) występują zwartym płatem pokrywy utworów pyłowych. Można je prześledzić w cegielniach w Żywcu i Rybarnowicach. Odsłonięcia, odległe od siebie o około 9 km, są charakterem



Ryc. 3. Odsłonięcie utworów pyłowych w Żywcu (pkt. 34); 1 — materiał pyłowy, pionowo spękany, barwy żółtej; 2 — rdzawa warstwa orsztynowa, o miąższości 1—10 cm; 3 — materiał plastyczny, sino-niebieski z pierścieniami Lieseganga; 4 — materiał ze smugami i warstewkami koloru rdzawego; 5 — czarna warstwa zabarwiona manganem, o miąższości 1—4 cm; 6 — żwiry rzeczne

Exposure of silts. Żywiec (No 34); 1 — yellow silt with vertical fractures; 2 — layer enriched in iron compounds (1—10 cm); 3 — argillaceous sediments with Liesegangs rings; 4 — layer with rusty bands and laminae; 5 — dark sediment with Mn compounds; 6 — river gravels

osadów bardzo podobne. Utwory pyłowe w obydwu przypadkach mają miąższość 8—10 m. Część górna serii pyłowej, to horyzont materiału żółtego, pionowo spękanego (ryc. 15), zalegającego do głębokości 2,5—3,0 m. Pionowe spękania w utworach pyłowych Kotliny Żywieckiej są słabiej rozwinięte niż w pokrywach lessowych (ryc. 16). Poniżej leży materiał, w którym widoczne są poprzerywane i pozaginane smugi i warstewki koloru rdzawego. Na głębokości 8 m w Żywcu, a 10 m w Rybarzowicach zalega strop żwirów rzecznych. Należy zwrócić uwagę na występujący wyraźnie zwłaszcza w Żywcu poziom materiału bardziej plastycznego, o barwie sinoniebieskiej z pierścieniami Lieseganga. W stropie tego poziomu, na głębokości 2,5 m, występuje warstwa orsztynowa. Dzieli ona profil na dwie części: górną barwy żółtej, pionowo spękaną oraz dolną, popielatą, bardziej zwięzłą (ryc. 3).

W dolinie Soły, powyżej Kotliny Żywieckiej, istnieje szereg odkrywek, które dają wgląd w budowę pokryw pyłowych występujących na stokach. W okolicy Milówki, w dolnej partii stoku wzniesienia Prusów (1009 m n.p.m.), leżą utwory pyłowe o miąższości 2,5 m. Jest to materiał barwy żółtej, pionowo spękany, bezstrukturalny, dający w rozcięciach erozyjnych pionowe ścianki. W masie pyłowej występują rzadko rozmieszczone okruchy piaskowca magurskiego, z dużą zawartością glaukonitu. Materiał pyłowy z Milówki reprezentuje utwory tego typu występujące w dolinie Soły powyżej Kotliny Żywieckiej.

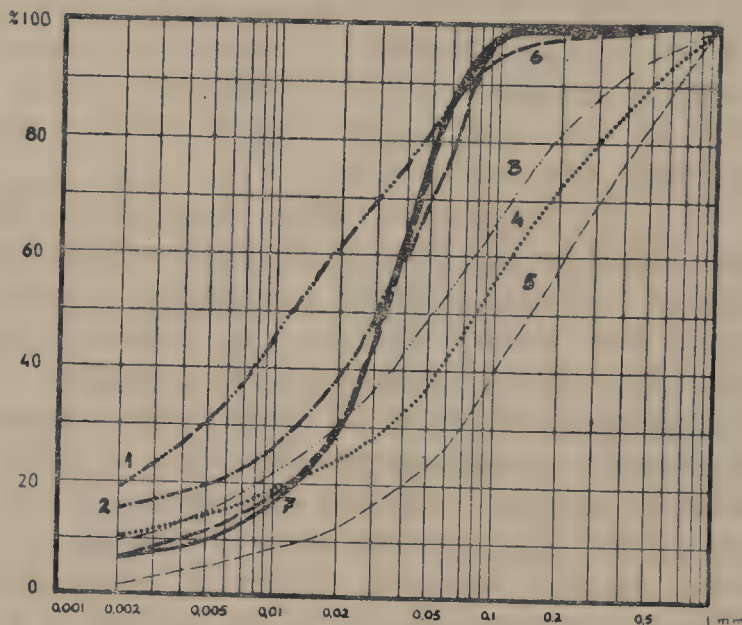
W literaturze istnieją wzmianki dotyczące omawianych utworów Kotliny Żywieckiej i jej sąsiedztwa (5, 38, 39). Ostatnio E. S t u p n i c k a (76) przebadła kilka stanowisk z terenu Pogórza Cieszyńskiego, Beskidów Śląskich i Kotliny Żywieckiej. Autorka dochodzi do wniosku, że utwory nazywane przez nią „glinami lessowatymi” powstały: „...na drodze wtórnych przemian osadów gliniastych zwietrzelinowych” (76, str. 260).

### III BADANIA LABORATORYJNE

Próbki do analiz w profilach o większej miąższości utworów pobierane były z każdej odmiennej warstwy. Zawsze w takich przypadkach pobierano również materiał z poziomu objętego współczesnymi procesami glebowymi, dla ewentualnego uchwycenia zmian wynikających z ich działania. Przy profilach o mniejszej miąższości (około 1 m), w których materiał był jednorodny, brano tylko jedną próbkę, wychodząc z założenia, że reprezentuje ona całą warstwę będącą w zasięgu działania procesów glebowych. Uwzględniano także wpływ czynników atmosferycznych działających na ścianki odsłonięć, biorąc próbki po dokładnym i głębokim oczyszczeniu ścian.

### Skład granulometryczny

Oznaczano metodą Cassagrande-Prószyńskiego (wyniki patrz tab. I). Dość wyraźna różnica zaznacza się w składzie granulometrycznym utworów leżących na stokach i na terasach. W pierwszych przeważają frakcje grubsze i uwidacznia się słabsze wysortowanie (ryc. 4, krzywe 3, 4, — utwory na stoku, ryc. 5; krzywa 2, 3, 4 — utwory na terasie). W materiale stokowym występują częściej niż w utworach terasowych

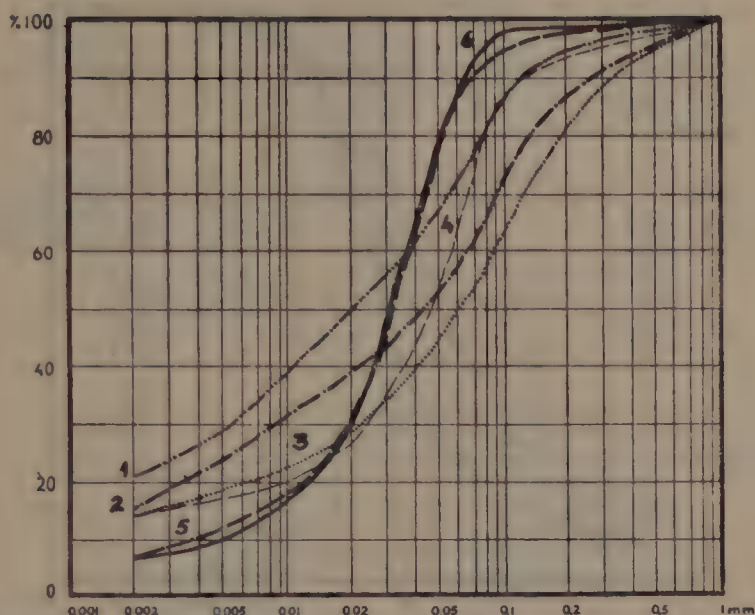


Ryc. 4. Uziarnienie utworów pyłowych; 1 — Białowoda — materiał z dna jez. Rożnowskiego; 2 — Rdziostów — utwór stokowy; 3 — Rytro — utwór stokowy; 4 — Barcice — utwór stokowy; 5 — Przysietnica — utwór stokowy; 6 — Szczepieszyn — less; 7 — Sandomierz — less

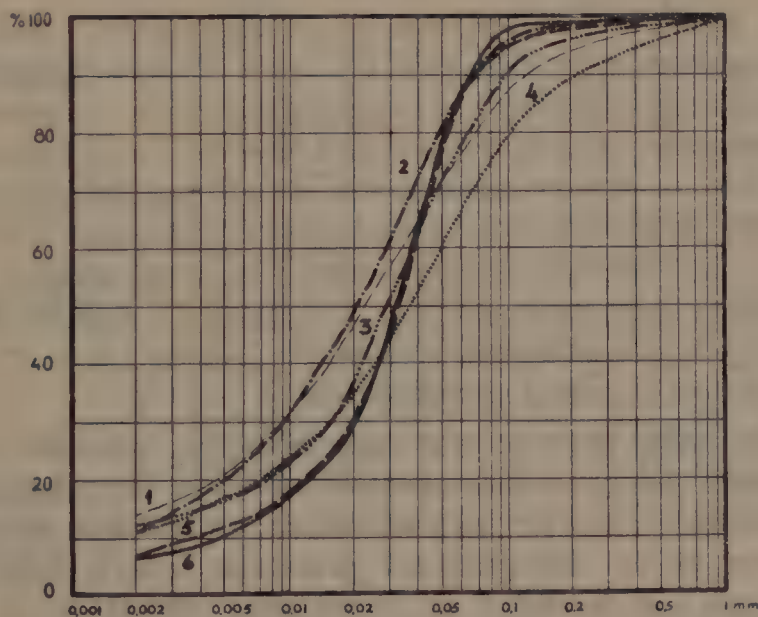
Granulometric composition; 1 — Białowoda — bottom sediment from the Rożnow lake; 2 — Rdziostów — slope silt; 3 — Rytro — slope silt; 4 — Barcice — slope silt; 5 — Przysietnica — slope silt; 6 — Szczepieszyn — loess; 7 — Sandomierz — loess

części szkieletowe (o średnicy większej niż 1 mm). Przy porównaniu utworów z poszczególnych kotlin widoczne są bardzo wyraźne różnice w składzie granulometrycznym. Różnice te zaznaczają się zwłaszcza pomiędzy Kotliną Sądecką z jednej strony, a Podhalem i Kotliną Żywiecką z drugiej. Krzywe kumulacyjne dla utworów pyłowych dwóch ostatnich kotlin wyraźnie odbiegają kształtem od utworów Kotliny Sądeckiej (ryc. 4, 5, 6, 7). Widoczne duże zróżnicowanie w składzie granulometrycznym w obrębie utworów pyłowych Kotliny Sądeckiej (ryc. 4, 5) zanika w znacznym stopniu w przypadku utworów z Podhala i Kotliny Żywieckiej. Zaznacza się tu podobieństwo składu granulo-

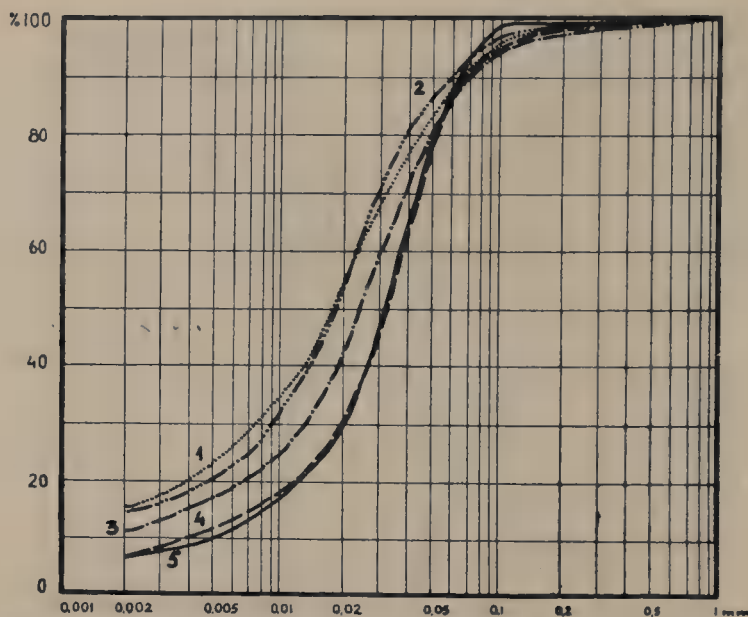




Ryc. 5. Uziarnienie utworów pyłowych; 1 — Jazowsko ceg. — utwór stokowy; 2 — Jazowsko k/kość. — utwór stokowy; 3 — Jazowsko k/drogi — utwór stokowy; 4 — Bielowice — utwór terasowy; 5 — Szczepieszyn — less; 6 — Sandomierz — less  
Granulometric composition; 1 — Jazowsko — slope silt; 2 — Jazowsko — slope silt; 3 — Jazowsko — slope silt; 4 — Bielowice — terrace silt; 5 — Szczepieszyn — loess; 6 — Sandomierz — loess



Ryc. 6. Uziarnienie utworów pyłowych; 1 — Podczerwone — utwór terasowy; 2 — Nowy Targ — utwór terasowy; 3 — Bór na Czerwonym — utwór terasowy; 4 — Rogoźnik — utwór terasowy; 5 — Szczepieszyn — less; 6 — Sandomierz — less  
Granulometric composition; 1 — Podczerwone — terrace silt; 2 — Nowy Targ — terrace silt; 3 — Bór na Czerwonym — terrace silt; 4 — Rogoźnik — terrace silt; 5 — Szczepieszyn — loess; 6 — Sandomierz — loess



Ryc. 7. Uziarnienie utworów pyłowych; 1 — Milówka — utwór stokowy; 2 — Rybarzewice — utwór terasowy; 3 — Żywiec — utwór terasowy; 4 — Szczepieszyn — less; 5 — Sandomierz — less

Granulometric composition; 1 — Milówka — slope silt; 2 — Rybarzewice — terrace silt; 3 — Żywiec — terrace silt; 4 — Szczepieszyn — loess; 5 — Sandomierz — loess

metrycznego pomiędzy materiałem z poszczególnych odsłonień oraz lepsze jego wysortowanie. Zacierają się także różnice pomiędzy średnicami ziarn utworów stokowych a występujących na terasach, wyraźne w Kotlinie Sądeckiej (ryc. 4, krzywe 2, 3, 4, 5 — utwory stokowe i ryc. 5, krzywe 2, 3, 4 — utwory terasowe), a prawie nieistniejące w Kotlinie Żywieckiej (ryc. 7, krzywa 1 — utwór stokowy i krzywe 2, 3 — utwory terasowe). Bardzo ciekawie przedstawia się linia dla próbki sedymentu dennego z jeziora Rożnowskiego (ryc. 4, krzywa 1). Kształt jej podobny jest do krzywych dla utworów stokowych, z tym że występuje przesunięcie w kierunku frakcji drobniejszych.

Porównując skład granulometryczny utworów pyłowych kotlin karpackich z lessami wyżyn Polski nasuwa się kilka interesujących uwag. Ogólnie stwierdzając, utwory pyłowe różnią się składem mechanicznym od lessów (ryc. 8, 9). Zdecydowana przewaga frakcji 0,05—0,02 mm, zaznaczająca się w lessach, nie występuje wyraźnie w materiale karpackim. Lessy są utworem o wiele lepiej wysortowanym. Utwory pyłowe kotlin karpackich zawsze w swej masie zawierają znaczny odsetek frakcji 1,0—0,1 mm oraz frakcji drobnej, poniżej 0,002 mm. W zależności od tych domieszek mamy do czynienia albo z utworami piaszczystymi albo mułkowatymi lub ilastymi. Najbardziej składem gra-

Tabela I(a)

Nr profilu No of the profile	Miejscowość Locality	Nr próbki No of the sample	Charakter utworu Kind of deposit	Zawartość > 1 mm % of the grains > 1 mm	Średnica ziarn = mm Ø of the grains in mm						CaCO <sub>3</sub>
					1,0 - 0,1	0,1 - 0,05	0,05 - 0,02	0,02 - 0,006	0,006 - 0,002	poniżej 0,002	
				%	%	%	%	%	%	%	
1.	Zasław	1.	utw. pył. gł. 2,5 m.	-	8	15	36	19	7	15	0,27
		2.	utw. pył. gł. 5,5 m.	-	20	15	19	15	13	18	0,25
3.	Korczyn	1.	utw. pył. gł. 1,8 m.	-	17	20	28	11	7	17	0,10
		2.	utw. pył. gł. 2,7 m.	-	12	18	24	20	8	18	0,12
		4.	piasko- wlec, gł. 5,0 m.	-	38	25	20	9	4	4	22,78
		5.	łupek gł. 5,0 m.	-	2	6	20	32	27	13	35,02
4.	Turaszów- ka	1.	utw. pył. gł. 1,8 m.	-	24	21	25	11	6	13	0,15
		2.	utw. pył. gł. 2,6 m.	-	14	12	19	21	22	12	0,14
5.	Odrzykoń	1.	utw. pył. gł. 2,1 m.	-	9	17	34	18	14	8	0,19
6.	Ustroń	1.	utw. pył. gł. 1,8 m.	-	13	14	27	16	16	14	0,07
		2.	utw. pył. gł. 2,4 m.	-	17	22	24	11	19	7	0,11
7.	Polanka Karol	1.	utw. pył. gł. 2,0 m.	-	14	21	27	14	10	14	0,09
1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.

nulometrycznym odbiegają od lessów utwory pyłowe leżące w górnych i środkowych partiach stoków. Natomiast najbardziej zbliżone składem granulometrycznym do lessów są utwory terasowe i to zawsze w partiach stropowych. Z analizy krzywych kumulacyjnych na ryc. 4, 5, 6, 7 wynika, że najbardziej do lessów podobne są, jeżeli chodzi o skład



Tabela I(b)

1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
7.	Polanka Karol	2.	utw.pył. gł.2,8 m.	-	4	10	26	25	29	6	0,28
		3.	łupek gł.3,1 m.	-	2	9	24	30	12	23	31,40
8.	Sobniów	1.	utw.pył. gł.2,7 m.	-	12	21	24	10	21	12	0,09
		2.	utw.pył. gł.3,5 m.	-	8	14	21	23	32	2	0,18
9.	Bież- dziadka	1.	utw.pył. gł.2,3 m.	-	9	18	33	14	19	7	0,21
		2.	utw.pył. gł.3,6 m.	-	27	19	21	8	15	10	0,17
10.	Biecz	1.	utw.pył. gł.0,9 m.	-	12	14	22	17	13	22	-
		2.	utw.pył. gł.1,5 m.	-	16	15	27	16	12	14	0,20
		3.	utw.pył. gł.2,0 m.	-	2	5	10	33	27	23	21,42
		6.	łupek gł.4,0 m.	-	4	6	8	35	28	19	16,38
		7.	łupek gł.4,0 m.	-	4	6	37	30	6	17	50,40
11.	Stróże	1.	mat.pył. gł.2,9 m.	-	11	20	28	11	17	13	0,24
		2.	utw.pył. gł.3,8 m.	-	5	7	19	23	31	15	0,11
		3.	utw.pył. gł.5,3 m.	-	9	12	22	27	16	14	0,06
12.	Biało- woda	1.	sed.jez.	-	2	16	20	28	15	19	8,28
13.	Rdzio- stów	1.	utw.pył. gł.1,5 m.	-	1	29	31	18	6	15	-
		2.	utw.pył. gł.3,5 m.	-	3	36	31	14	5	11	0,04
		3.	utw.pył. gł.6,0 m.	-	2	37	26	14	6	15	0,42
14.	Biczycze	1.	utw.pył. gł.1,8 m.	-	12	16	20	18	9	25	0,42
1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.

Tabela I(c)

1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
15.	Biegonice	1.	utw.pył. gł.2,8 m.	-	30	26	23	8	3	10	-
16.	Zawada	1.	utw.pył. gł.2,8 m.	-	14	12	25	21	9	19	0,09
		2.	materiał z gł.3,5m.	-	15	15	19	18	16	17	0,04
		4.	utw.pył. gł.5,8 m.	-	8	26	17	20	12	17	-
18.	Barcice	1.	utw.pył. gł.0,8 m.	-	11	30	20	20	5	14	-
		2.	utw.pył. gł.1,6 m.	-	17	30	20	12	6	15	-
		3.	utw.pył. gł.2,8 m.	-	18	32	16	12	7	15	-
21.	Przy- sietnica	1.	zwietrz. gł.1,4 m.	-	60	17	11	5	5	2	5,58
22.	"	1.	zwietrz. gł.1,0 m.	21	58	12	10	6	4	10	-
		2.	zwietrz. gł.1,4 m.	-	46	28	17	4	3	2	-
24.	Jazow- sko	1.	utw.pył. gł.0,3 m.	1	17	17	29	8	13	16	-
		2.	utw.pył. gł.0,8 m.	-	13	19	18	20	12	18	0,11
		3.	utw.pył. gł.1,2 m.	-	21	16	16	17	13	17	-
		4.	utw.pył. gł.1,6 m.	-	14	21	18	17	13	17	-
		5.	utw.pył. gł.2,4 m.	-	18	22	20	17	8	15	-
		6.	utw.pył. gł.2,9 m.	-	14	19	17	19	10	21	0,25
		7.	utw.pył. gł.3,5 m.	-	22	22	19	15	7	15	1,27
25.	"	1.	utw.pył. gł.1,9 m.	-	28	19	14	13	10	16	0,12
27.	Bór na Czerw.	1.	utw.pył. gł.0,9 m.	-	9	19	36	17	7	12	0,10
1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.

Tabela I(d)

1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
27.	Bór na Czerw.	2.	utw.pył. gł.3,1 m.	-	7	14	33	22	10	14	0,08
28.	Nowy Targ	1.	utw.pył. gł.0,7 m.	-	10	16	30	19	9	16	1,02
		2.	utw.pył. gł.1,5 m.	-	4	15	32	26	12	11	0,04
		3.	utw.pył. gł.2,3 m.	-	5	14	28	25	10	18	-
29.	Rogoźnik	1.	utw.pył. gł.0,8 m.	-	20	20	25	17	7	11	-
		2.	utw.pył. gł.2,4 m.	64	36	17	17	11	8	11	14,28
30.	Podczerwone	1.	utw.pył. gł.1,8 m.	-	13	15	25	24	9	14	-
31.	Ciche Wielkie	1.	utw.pył. gł.1,0 m.	-	7	7	13	19	18	36	-
		2.	utw.pył. gł.2,0 m.	-	-	3	15	21	20	41	14,49
33.	Rybarzowice	1.	utw.pył. gł.1,9 m.	-	3	10	34	28	11	14	-
		2.	utw.pył. gł.2,4 m.	-	6	10	22	28	20	14	0,21
		3.	utw.pył. gł.3,5 m.	-	3	12	30	28	13	14	-
		4.	utw.pył. gł.5,2 m.	-	3	8	31	27	15	16	-
		5.	utw.pył. gł.8,8 m.	-	1	13	38	26	10	12	-
34.	Żywieo	1.	utw.pył. gł.1,0 m.	-	5	14	38	24	8	11	-
		2.	utw.pył. gł.2,4 m.	-	6	17	24	26	11	16	-
		3.	utw.pył. gł.2,7 m.	-	7	16	22	24	13	18	-
		4.	utw.pył. gł.7,2 m.	-	4	12	30	26	12	16	-
		5.	utw.pył. gł.7,8 m.	-	4	13	29	26	10	18	-
1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.



Tabela I(e)

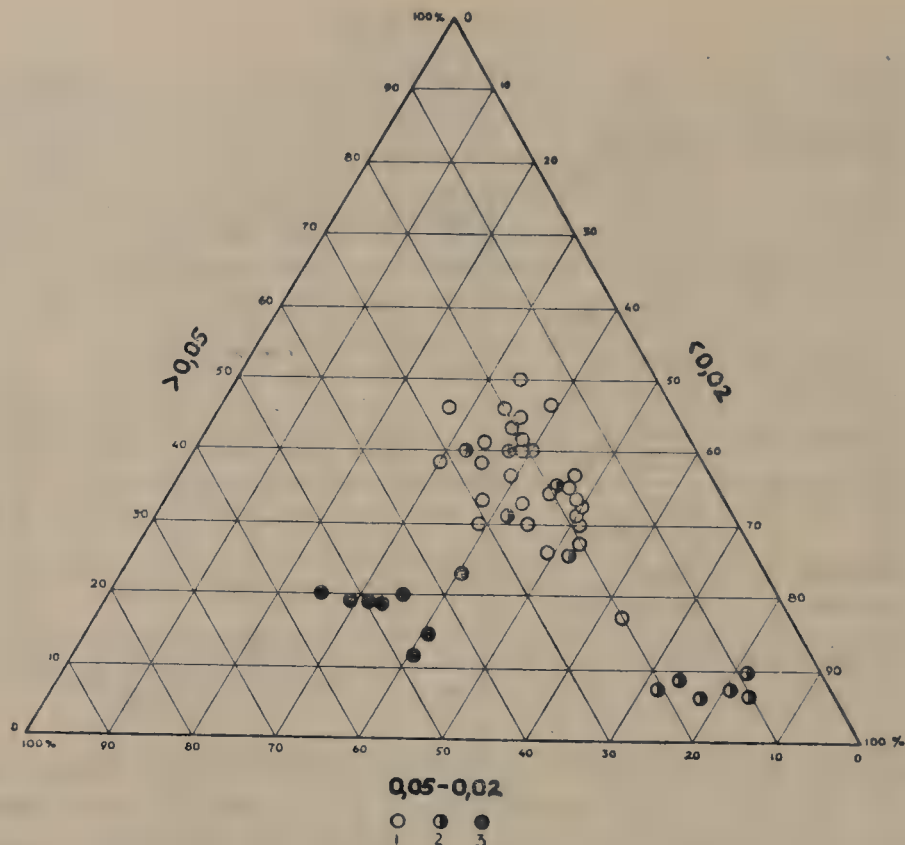
1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
35.	Milów- ka	1.	utw.pył. gł.1,8 m.	-	4	12	30	28	11	15	-
36.	Piku- lloe	1.	less gł.2,0 m.	-	9	11	38	21	8	13	11,13
37.	Hrubie- szów	1.	less gł.3,0 m.	-	6	11	38	23	13	9	7,55
38.	Szcze- brzeszyn	1.	less gł.5,0 m.	-	10	13	49	14	5	9	7,61
39.	Sando- mierz	1.	less gł.2,8 m.	-	1	18	52	18	5	6	13,04
40.	Zębocin	1.	less gł.2,4 m.	-	2	17	40	16	11	14	8,19
41.	Racibo- rowice	1.	less gł.2,7 m.	-	1	14	44	21	12	8	6,93
1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.

mechaniczny, utwory pyłowe z Kotliny Nowotarskiej (Nowy Targ — punkt nr 28, Bór na Czerwonem — punkt nr 27) oraz Żywieckiej (Rybarzowice — punkt 33, Żywiec — punkt 34, Milówka — punkt 35). Utwory tych dwu kotlin mają znaczny odsetek frakcji typowych dla lessów (0,05—0,02 mm), dochodzący w niektórych przypadkach do 38 %. Spada natomiast znacznie procentowy udział frakcji grubszych i bardzo drobnych. Utwory pyłowe Kotliny Sądeckiej w porównaniu z lessami wykazują największe różnice w składzie granulometrycznym. Sprawia to duży udział frakcji 1,0—0,05 mm. Na uwagę zasługuje materiał z odkrywki w Rdziostowie, który wykazuje największe podobieństwo w uziarnieniu z przebadanymi lessami.

Należy zwrócić jeszcze uwagę na fakt, że w obrębie niektórych skał fliszowych występuje znaczna ilość ziarn o średnicach uważanych za typowe dla lessów. Przykładów dostarczają łupki i łupki margliste z Korczyny i Biecza. Analiza składu mechanicznego fliszu z Biecza wykazała zawartość ziarn mineralnych o średnicach 0,05—0,02 mm, dochodzącą do 37 %.

#### Zawartość węgla wapnia

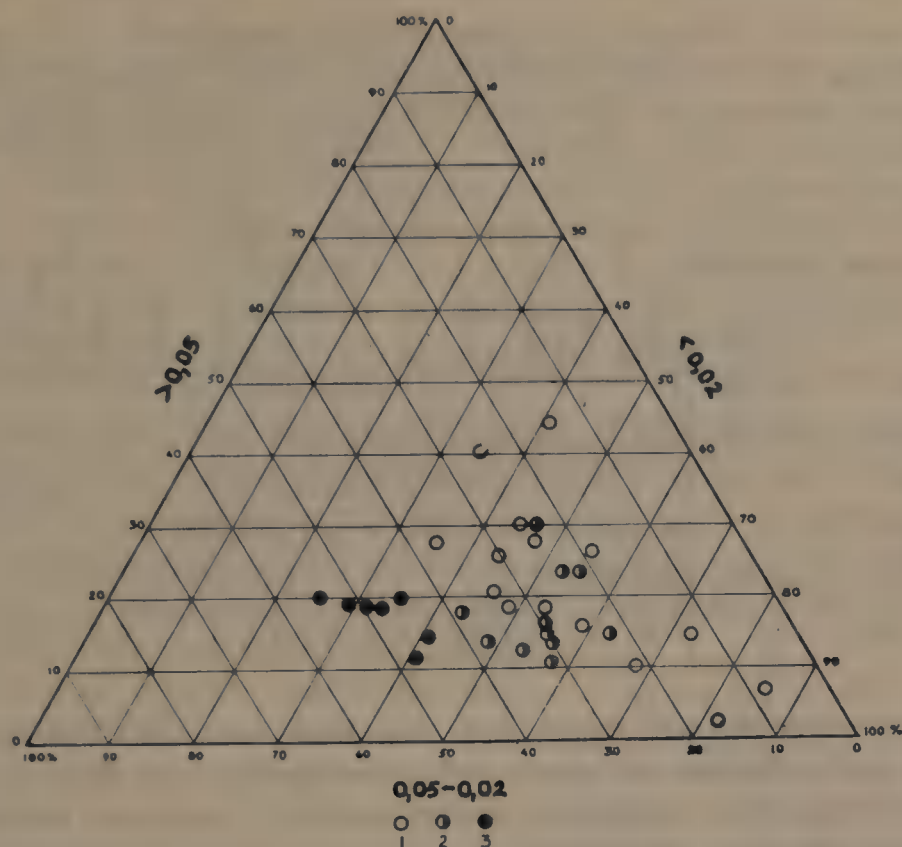
Utwory pyłowe kotlin karpackich są pozbawione  $\text{CaCO}_3$  w przeważającej ilości przypadków, lub zawierają znikome jego procenty. Zupełnie odwapnione są utwory pyłowe z Kotliny Żywieckiej. Wyjątek stanowi profil z Rybarzowic, gdzie w dolnej partii odsłonięcia materiał



Ryc. 8. Zestawienie składu granulometrycznego w przedziałach skumulowanych; 1 — utwory pyłowe Kotliny Sądeckiej; 2 — utwory pyłowe Dołów Jasielsko-Sanockich; 3 — lessy

Granulometric composition; 1 — silt from the Sącz Basin; 2 — silt from the Jasło—Sanok Basin; 3 — loess

mułkowy wykazuje 0,21 % zawartości węglanu wapnia (tab. I). Podobnie wiele pokryw pyłowych w przebadanych obszarach Karpat zawiera tylko ułamki procentu  $\text{CaCO}_3$ . Zarówno w utworach stokowych jak i terasowych średnia zawartość  $\text{CaCO}_3$  waha się w granicach od 0,02 do 0,40 %. Procentowy udział węglanu często wzrasta i osiąga wartość kilku procent w przypadku jeśli w masie pyłowej występują okruchy skał fliszowych. Zawartość węglanów w obrębie odsłonień, które wykazują przejście od skał podłoża do zwietrzelin układu się jeszcze inaczej. Przykładem może być odkrywka w Bieczu, gdzie w spągowych łupkach zawartość  $\text{CaCO}_3$  wynosi: 50,40 %, 16,68 %, 38,43 % i 29,40 % ogólnej masy poszczególnych ławic skalnych. W zwietrzelinie na głębokości 2,0 m od powierzchni węglany stanowią 21,42 %. Na głębokości 1 m od powierzchni stwierdzamy już tylko 0,20 %  $\text{CaCO}_3$ , a stropowe partie odkrywki są zupełnie odwapnione.



Ryc. 9. Zestawienie składu granulometrycznego w przedziałach skumulowanych;  
 1 — utwory pyłowe Podhala; 2 — utwory pyłowe Kotliny Żywieckiej; 3 — lessy  
 Granulometric composition; 1 — silt from Podhale; 2 — silt from the Żywiec  
 Basin; 3 — loess

### Skład mineralny\*

Do opracowania składu mineralnego wytypowano sześć stanowisk: Jazowsko, Zawada, Żywiec (utwory pyłowe) oraz Szczepieszyn, Sandomierz i Pikulice (lessy). Próbkę zostały rozdzielone na frakcje powyżej 0,2 mm, 0,2—0,06 mm i poniżej 0,06 mm. Z frakcji 0,2—0,06 mm wydzielone zostały w bromoformie minerały ciężkie. Z frakcji poniżej 0,06 mm odszlamowano część materiału ilastego w celu przeprowadzenia badań rentgenowskich.

Skład frakcji ilastej oznaczono rentgenograficznie metodą proszkową dla materiału pyłowego z Żywca i lessu z Pikulic. Uzyskane zdjęcia są zbliżone i wykazują obecność illitu. Jest to przeważający ilościowo minerał ilasty w glebach Karpat fliszowych (52).

Podstawowym składnikiem utworów pyłowych kotlin karpackich jest kwarc. Występują także liczne blaszki muskowitu, okruchy węgla

\* Skład mineralny określony został w Zakładzie Petrografii I. G. w Warszawie.



oraz fragmenty szarych i żółtobrunatnych mułowców. W materiale z Jazowska i z Zawady spotkać można również okruchy mułowców czarnych i wiśniowych. Zawartość minerałów ciężkich podaje tab. II.

Tabela II

Miejscowość Locality	Charakter utworu Kind of deposit	Granat	Magnetyt	Ilmenit	Cyrkon	Rutyl	Turmalin	Staurolit	Hornblenda	Epidot	Apatyt	Piroksen	Fibrolit	Tytanit
Żywiec	utw.pył.	47,0	31,2	0,7	5,1	9,3	6,1	-	-	0,3	0,3	-	-	-
Jazowsko	utw.pył.	37,3	11,7	41,0	1,3	3,3	2,0	1,7	0,7	-	0,7	0,3	-	-
Zawada	utw.pył.	32,3	39,0	16,2	3,8	3,8	1,4	2,4	0,5	-	-	0,2	0,2	0,2
Szczebrzeszyn	less	20,0	42,5	2,5	12,5	2,5	7,5	7,5	2,5	2,5	-	-	-	-
Sandomierz	less	25,0	60,0	15,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pikulice	less	70,0	19,3	1,2	1,5	2,1	1,5	3,5	-	-	0,9	-	-	-

Ziarna poszczególnych minerałów wykazują znaczne zróżnicowanie w obtoczeniu. Granat ma ziarno ostrokrawędziste, jest bezbarwny lub różowy. Magnetyt występuje w postaci czarnych, częściowo obtoczonych ziarn. Ten sam typ obróbki ziarna charakteryzuje ilmenit, natomiast cyrkon obok ziarn kanciastych posiada w mniejszej ilości także ziarna obtoczone. Ziarna rutylu są kanciaste, a turmalinu częściowo obtoczone. Staurolit występuje zawsze jako ziarno kanciaste, zawiera niekiedy bardzo drobne nieoznaczalne wrostki. Hornblenda oznaczona w utworach z Jazowska i Zawady tworzy wydłużone i słabo obtoczone słupki. Epidot i apatyt charakteryzują się ziarnem kanciastym, tak samo jak fibrolit. Piroksen i tytanit natomiast mają ziarna częściowo obtoczone. Reasumując powyższe dane, należy stwierdzić, że wśród minerałów ciężkich dominują formy kanciaste, lub ziarna o bardzo słabej obróbce mechanicznej. Ziarna obtoczone stanowią znikomy procent i wyraźnie zaznaczają się tylko w grupie cyrkonu. Najślabszą obróbkę mają minerały w utworach pyłowych z Żywca.

W przebadanych próbkach lessów, oprócz kwarcu, który jest zdecydowanie przeważającym składnikiem, występują także blaszki muskowitu, okruchy zwęglonej flory, fragmenty szarych mułowców i iłowców oraz ziarna minerałów ciężkich. Te ostatnie wyraźnie są zróżnicowane pod względem morfologii ziarna. Granaty w lessie szczebrzeszyńskim są albo częściowo obtoczone, albo obtoczone. Ziarna kanciaste występują sporadycznie. Natomiast w lessie z Pikulic granaty są kanciaste. Magnetyt we wszystkich próbach lessowych jest częściowo obtoczony

lub obtoczony, analogicznie jak ilmenit. Cyrkon występuje wszędzie jako kanciasty. Rutyl — w lessie szczybrzeszyńskim ma ziarno częściowo obtoczone, natomiast w Pikulicach występują także fomy kanciaste. Podobnie kształtuje się obróbka ziarna turmalinu, mianowicie less ze Szczybrzeszyna ma turmaliny bardzo dobrze obtoczone, a ziarno w próbce z Pikulic jest częściowo obtoczone. Wyraźne formy kanciaste ma ziarno staurolitu w lessie pikulickim, natomiast less ze Szczybrzeszyna ma ziarno obtoczone. Pozostałe minerały: hornblenda, epidot i apatyt noszą wyraźne cechy obróbki.

W trzech zbadanych profilach różnice w morfologii ziarn minerałów ciężkich pomiędzy poszczególnymi próbami lessów można w uproszczeniu przedstawić następująco: less ze Szczybrzeszyna posiada w przewadze ziarna częściowo obtoczone i obtoczone; w lessie z Pikulic występują minerały o ziarnie kanciastym lub czasami częściowo obtoczonym; less sandomierski zajmuje stanowisko pośrednie.

Porównując wyniki analiz dla utworów pyłowych i dla lessów należy stwierdzić, że w utworach karpackich spotykamy fragmenty żółto-brunatnych, czarnych i wiśniowych mułowców, które nie zostały stwierdzone w lessach. Dalsze różnice polegają na niejednakowym stopniu obtoczenia ziarn minerałów ciężkich. W utworach pyłowych dominuje ziarno kanciaste i w małych ilościach występuje częściowo obtoczone. W lessach natomiast przeważają minerały noszące wyraźne ślady obróbki mechanicznej, z wyjątkiem niektórych minerałów lessu pikulickiego.

W celach porównawczych wykonano jeszcze oznaczenie jakościowe minerałów ciężkich z piaskowców podmagurskich w Jazowsku. Stwierdzono w nich obecność granatu, cyrkonu, rutylu, turmalinu i apatytu. Wszystkie wymienione minerały występują też w utworze pyłowym z Jazowska.

### Morfologia ziarn kwarcu

Analizy morfoskopowe wykonane były na preparatach mikroskopowych, przy czym posługiwano się powiększeniem 80—250 $\times$ . Wydzielono trzy typy ziarna: kanciaste (K), częściowo obtoczone (CO) i obtoczone (O). Materiał był analizowany w obrębie poszczególnych frakcji, w granicach 0,1—0,005 mm. Wyniki o charakterze wartości średnich zestawiono w tabeli III oraz na rycinie 10. Otrzymane rezultaty potwierdzają wyniki badań J. Butryma (6, 7). Autor ten stwierdza, że zróżnicowanie w stopniu obtoczenia ziarn nie uwydatnia się wyraźnie w obrębie jednego profilu, natomiast zróżnicowanie takie zaznacza się pomiędzy poszczególnymi profilami. Odrębność morfoskopowa ziarn

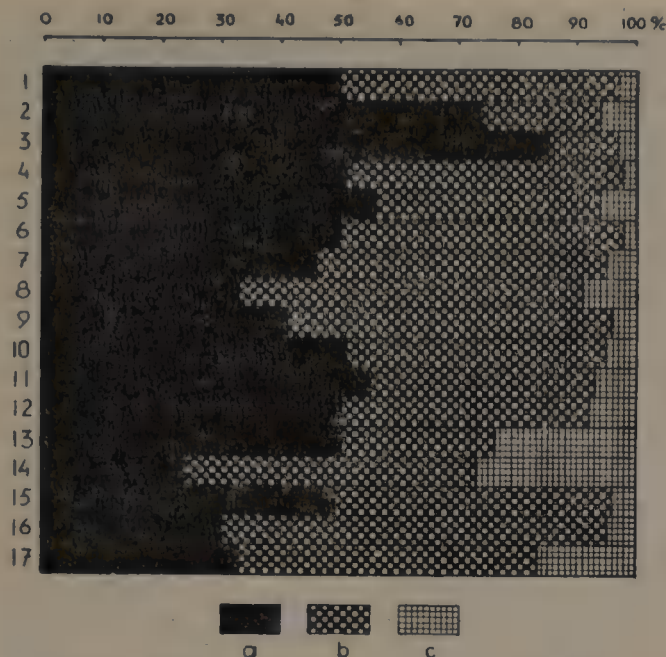
Tabela III

9. Miejscowość i charakter utworu Locality and kind of deposit	Stopień obtoczenia Rounding			Współczynnik obtoczenia Index of rounding
	K	CO	O	
	%	%	%	
Sanok - utwór pyłowy	50	47	3	2,74
Biecz - utwór pyłowy	74	20	6	5,25
Biecz - żupek	85	12	3	10,11
Białowoda - sed. jeż.	51	47	2	2,88
Rdziostów-utwór pyłowy	56	38	6	3,00
Zawada - utwór pyłowy	50	48	2	2,84
Jazowsko - utwór pył.	46	49	5	2,41
Nowy Targ - utwór pył.	33	58	9	1,63
Rogoźnik - utwór pył.	41	55	4	2,19
Żywiec - utwór pyłowy	51	44	5	2,70
Milówka - utwór pyłowy	55	38	7	2,84
Pikulice - less	50	42	8	2,44
Szczebrzeszyn - less	50	26	24	1,70
Hrubieszów - less	24	49	27	0,94
Sandomierz - less	49	47	4	2,60
Zębocin - less	30	65	5	1,65
Raciborowice - less	33	50	17	1,38

kwarcowych w poszczególnych profilach istnieje zarówno w utworach pyłowych jak i w lessach (ryc. 10).

Procentowy udział poszczególnych typów ziarn należy rozpatrywać jako zjawisko złożone. Postać ziarn kwarcu stanowi bowiem nie tylko odbicie procesów, którym podlegał dany utwór pyłowy, ale zależy także w dużej mierze od charakteru skały macierzystej, której zwietrzelina stanowiła źródło dla powstania sedymentu pyłowego. Szczegółowe przebadanie morfologii ziarn mineralnych występujących w poszczególnych facjach odmiennych fliszu i porównanie wyników z analogicznymi badaniami produktów zwietrzenia tych skał mogą dać podstawę do pełniejszego wnioskowania odnośnie genezy karpackich utworów pyłowych. Najwięcej danych dostarczyć mogą badania tego rodzaju przeprowadzane na próbach pobranych z profili ukazujących przejście od skał podłoża przez zwietrzeliny do nadległych utworów pyłowych.





Ryc. 10. Morfologia ziarn kwarcu a) — ziarna kanciaste; b — ziarna częściowo obtoczone; c) — ziarna obtoczone

Miejsce pochodzenia próbek: 1 — Sanok Glinice — zwietrzelina; 2 — Biecz — utwór pyłowy; 3 — Biecz — łupak krośnieński; 4 — Białowoda — sediment z dna jez. Rożnowskiego; 5 — Rdziostów — utwór pyłowy; 6 — Zawada — utwór pyłowy; 7 — Jazowsko k/kość. — utwór pyłowy; 8 — Nowy Targ — utwór pyłowy; 9 — Rogoźnik — utwór pyłowy; 10 — Żywiec — utwór pyłowy; 11 — Milówka — utwór pyłowy; 12 — Pikulice — less; 13 — Szczebrzeszyn — less; 14 — Hrubieszów — less; 15 — Sandomierz — less; 16 — Zębocin — less; 17 — Raciborowice — less

Morphology of quartz grains; a) — sharp-edged; b) — partly rounded; c) — rounded  
Sampling places: 1 — Sanok Glinice — silt; 2 — Biecz — silt; 3 — Biecz — flysch; 4 — Białowoda — bottom sediment from the Rożnów lake; 5 — Rdziostów — silt; 6 — Zawada — silt; 7 — Jazowsko — silt; 8 — Nowy Targ — silt; 9 — Rogoźnik — silt; 10 — Żywiec — silt; 11 — Milówka — silt; 12 — Pikulice — loess; 13 — Szczebrzeszyn — loess; 14 — Hrubieszów — loess; 15 — Sandomierz — loess; 16 — Zębocin — loess; 17 — Raciborowice — loess

Dla uzyskania jednocyfrowej wartości charakteryzującej stopień obtoczenia ziarn obliczono współczynnik obtoczenia według uproszczonego wzoru K. Eissele (18, 19, 58).

Wzór ten ma postać:

$$O = \frac{K + \frac{1}{2}C}{\frac{1}{2}C + R}$$

gdzie O = współczynnik obtoczenia

K = ziarno kanciaste

C = ziarno częściowo obtoczone

R = ziarno obtoczone

Otrzymane w ten sposób wartości „O” wykazują duże zróżnicowanie. Równocześnie wynika, że lepsze obtoczenie wykazują ziarna kwarcowe w lessach w porównaniu ze stopniem ośrodkowości tego materiału w utworach z obszaru Karpat. Zdarzają się jednak niekiedy także utwory pyłowe, które mają współczynnik „O” bardzo zbliżony do współczynnika utworów lessowych. Na przykład współczynnik obtoczenia ziarn kwarcu utworów pyłowych z Nowego Targu wynosi 1,63, a lessów z Zębocina 1,65 i Szczepieszyna 1,70. Utwór pyłowy z Jazowska ma  $O = 2,41$ , a less z Pikulic  $O = 2,44$ . Natomiast duże różnice istnieją między współczynnikiem obtoczenia dla krośnieńskich łupków z Biecza a współczynnikiem dla zwietrzelin tych skał. Łupki  $O = 10,11$ , zwietrzeliny  $O = 5,25$ .

Inaczej też wygląda kształt ziarn kwarcu w utworach pyłowych i w lessach. Ziarno kwarcowe utworów pyłowych posiada w większości przypadków kształty sześciątów, piramid, płytek, igiełek, względnie nieforemnych, ostrokrawędzistych form okruchowych. Ziarna częściowo obtoczone i obtoczone zawierają na swych powierzchniach liczne wżery. Procentowy udział ziarn o powierzchniach „ospowatych” wynosi 5 % dla osadu z jez. Rożnowskiego, 6 % dla utworu pyłowego z Rogoźnika, 8 % w utworze pyłowym z Rdziostowa. W lessach, gdzie częściej trafiają się ziarna częściowo obtoczone i obtoczone kwarc ma przeważnie kształt zbliżony do owalu lub kuli. W lessach sandomierskich i hrubieszowskich stwierdzono nawet występowanie ziarn o idealnym kształcie kulistym. Ziarna kwarcowe z wżerami na swoich powierzchniach tworzą w skale lessowej średnio 7—11 % ogólnej ich ilości. W kategorii ziarn częściowo obtoczonych spotyka się formy odpowiadające swym kształtem graniakom (eologliptolitom). Występują one przeważnie we frakcji 0,05—0,02 mm i stanowią 2—4 % ogólnej ilości przebadanych ziarn. Występowanie ich stwierdzono w osadach jez. Rożnowskiego, w utworach pyłowych z Rdziostowa oraz w lessach z Sandomierza.

#### IV PRÓBA WYJAŚNIENIA GENEZY I WIEKU UTWORÓW PYŁOWYCH

Obserwacje zebrane w terenie oraz wyniki badań laboratoryjnych pozwalają na stwierdzenie, że przebadane utwory pyłowe w kotlinach karpacczych nie są lessami, lecz pyłowymi zwietrzelinami fliszu. Noszą one wiele cech makroskopowo upodabniających je do lessu. Zwrócili już na to uwagę W. Szajnocha (78) i W. Łoziński (45) oraz ostatnio wyraźnie podkreślali M. Klimaszewski (32), a zwłaszcza A. Malicki (46).

Najdogodniejsze warunki do rozwoju procesów wietrzenia mechanicznego istniały w glacialach. Pokrywy zwietrzelinowe występujące



Ryc. 11. Pokrywa stokowych utworów pyłowych na środkowopolskiej terasie nadzalewowej Dunajca w Jazowsku  
Slope silt on the river terrace (Jazowsko)

Fot. Autor

w Karpatach poza Pogórzem wiąże się wiekowo ze zlodowaceniem bałtyckim (32). Najintensywniejsze procesy wietrzenia trzeba odnieść do maksymalnej fazy tego zlodowacenia. Ważny czynnik w procesie powstawania zwietrzelin karpackich stanowiła odporność skał fliszowych. Ogólnie przyjmuje się, że flisz karpacki jest mało odporny na wietrzenie. W obrębie dużej ilości odmian facjalnych fliszu najbardziej podatne na dezintegrację są łupki, łupki margliste i margle (72). Obszary, w których zbierano materiał w dużej części są zbudowane z tych właśnie skał.





Ryc. 12. Pyłowe utwory stokowe w Rdziostowie. Widoczne mikroformy erozyjne na ścianie odkrywki

Slope silt (Rdziostów — Sącz Basin)

Fot. Autor

Masy zwietrzelin powstałe w maksimum zlodowacenia bałtyckiego podlegały transportowi stokowemu, w którym uczestniczyły głównie dwa procesy: soliflukcja i spłukiwanie.

Procesami soliflukcji w pleistocenie objęte były całe Karpaty. Największe nasilenie tych procesów występowało w okresie zlodowacenia bałtyckiego. Charakter i nasilenie tych procesów układało się w trzech strefach (34, 71): w strefie górnych odcinków stoków występowały pokrywy blokowo-gruzowe, a drobniejszy materiał pyłowy stanowił tylko nieznaczną domieszkę; strefa druga zwana strefą denudacji



Ryc. 13. Stropowa część odkrywki terasowych utworów pyłowych w Rogoźniku  
Terrace silt Rogoźnik — Podhale

Fot. Autor



Ryc. 14. Bałtycka terasa nadzalewowa Białego Dunajca na S. od Nowego Targu.  
Stropowe partie tej terasy budują utwory pyłowe  
Würm terrace of the Biały Dunajec river (Podhale)

Fot. Autor





Ryc. 15. Stropowa część odsłonięcia terasowego utworu pyłowego w Żywcu.  
Widoczne pionowe spękania  
Terrace silt with vertical fractures. Żywiec

Fot. Autor

soliflukcyjnej i zmywowej obejmowała środkowe odcinki stoków (zaznacza się ona występowaniem grubszych serii materiałów pyłowych z wyraźną domieszką okruchów skalnych); najpełniej wykształcone pokrywy stokowych utworów pyłowych występują w strefie akumulacji soliflukcyjno-fluwialnej, gdzie przy znacznym wzroście miąższości osadów zaznacza się ich warstwowanie oraz występują czasami wkładki drobnego gruzu. W tej najniższej strefie zachodził także proces zazębienia się pokryw stokowych z fluwialnymi (17, 34, 36, 71, 77).





Ryc. 16. Odsłonięcie lessu w Sandomierzu  
Exposure of loess. Sandomierz

Fot. Autor

J. Dziewański i L. Starkel (17) na podstawie analizy pokryw soliflukcyjnych w dolinie Sanu udawadniają, że równocześnie zachodzące procesy transportu soliflukcyjnego na stokach i transportu rzecznoego miały miejsce w glacjach. Interglacje, zdaniem autorów, były okresami zastoju procesów stokowych.

Soliflukcyjne przemieszczanie materiału po stokach obejmowało całą masę pokrywy zwietrzelinowej. Przenoszone były zarówno bloki i gruz jak materiał o frakcji drobniejszej. Proces działał mało selektywnie.

W przemieszczaniu pokryw zwietrzelinowych należy przypisać znaczenie również procesom spłukiwania, tym bardziej, jeżeli przyjmiemy, że Karpaty podczas ostatniego glacjału były niecałkowicie pokryte roślinnością (3). Spłukiwanie obejmuje swym zasięgiem duże obszary i jest procesem przebiegającym szybciej niż soliflukcja. Spłukiwaniu należy także przypisać większe znaczenie w transporcie materiału o frakcji drobnej, w tym przypadku pyłowej. Frakcja ta, wymywana z pokryw gruzowych, transportowana była po stoku i akumulowana na spłaszczeniach podstokowych, względnie na powierzchniach teras nadzalewowych leżących pod stokiem. W odróżnieniu od soliflukcji procesy takie działają o wiele bardziej selektywnie. Wielkość średnicy

niesionych wodą cząstek jest uzależniona głównie od ilości i szybkości przepływu wody.

A. J a h n (28) opisuje współcześnie zachodzące procesy spłukiwania na Spitsbergenie i dochodzi do konkluzji: „...należy stwierdzić wobec osiągniętych danych, że rola spłukiwania w środowisku peryglacjalnym — w przeciwieństwie do soliflukcji — była dotychczas raczej niedoceniana.” (str. 50). Współcześnie w obszarze Karpat fliszowych spłukiwanie jest procesem, który występuje najpowszechniej (72). Na rozmiary i przebieg tego zjawiska wskazują badania prowadzone przez T. G e r l a c h a (24).

W czasie działania omówionych powyżej procesów zachodzić musiała mechaniczna obróbka ziarna, której ślady stwierdzamy zarówno na ziarnach kwarcu jak też minerałów ciężkich.

Spłukiwanie należy uznać także za proces, który w głównej mierze doprowadzał zwietrzelinowy materiał pyłowy do koryt rzecznych. Jęzory soliflukcyjne miały ograniczony zasięg na spłaszczeniach podstokowych i powierzchniach teras z racji ich małych nachyleń. Natomiast materiał zwietrzelinowy, który dostał się do koryt rzecznych był transportowany na duże odległości i znaczna jego część z pewnością została wyniesiona poza obręb Karpat.

Procesy wietrzenia i transportu zboczowego zostały przerwane przez postglacjalne wkroczenie lasów w Karpaty. Pokrywa leśna przyczyniła się w znacznym stopniu do konserwacji pokryw utworów pyłowych.

Rozważając wiek utworów pyłowych w kotlinach karpackich należy zwrócić uwagę na występującą na całym przebadanym terenie ich dwudzielność oraz rozgraniczający horyzont ilasty, wzbogacony humusem i zawierający pierścienie Lieseganga lub warstewki orsztynowe. Barwa tego horyzontu, rozgraniczającego górne warstwy pyłowe od dolnych, zmienia się od czarnej przez rdzawą, zieloną do niebieskiej. Górne i dolne części profilów pyłowych różnią się między sobą strukturą, co zaznacza się przeważnie w utworach pyłowych zalegających na terasach (Zasław, Stróże, Zawada, Żywiec, Rybarzowice).

Poziom dzielący serię pyłową na część górną i dolną odnieść należy prawdopodobnie do okresu Alleröd. Utwory pyłowe, zalegające poniżej horyzontu allerödskiego, wiązać należy z okresem starszego dryasu, natomiast stropowe partie utworów pyłowych leżące nad horyzontem rozdzielającym odpowiadać będą wiekowo zanikającym procesom soliflukcji i spłukiwania młodszego dryasu. Również z tego okresu pochodzą utwory pyłowe, które pokrywają bałtycką terasę nadzalewową Dunajca w Kotlinie Nowotarskiej.

Osady pyłowe odpowiadające, według powyżej przytoczonego wnioskowania młodszemu dryasowi, posiadają pewne cechy uważane

za typowo lessowe. Są nimi: pionowa łupliwość, porowatość i barwa. Materiały zebrane z badanych obszarów upoważniają jednak do stwierdzenia, że są to cechy nabyte w okresie holocenu, dzięki działaniu procesów glebotwórczych. Zachodzące obecnie wietrzenie mechaniczne, chemiczne, osiadanie, wymywanie drobnych cząstek ku spągowi oraz przemiany chemiczne prowadzą do nadania utworom pyłowym cech „lessowych”.

#### LITERATURA

1. Arnold A. W., Cline M. G.: Origin of Surficial Deposit in Soils of Eastern Fulton County New York. Soil. Sci. Soc. America Proc. 1961.
2. Auer V.: The Pleistocene of Fuego — Patagonia. Helsinki 1956.
3. Birkenmajer K., Środoń A.: Interstadiał oryński w Karpatach (summ. Aurignacian Interstadial in the Carpathians). Biuletyn Państw. Instytutu Geolog., nr 150, Warszawa 1960.
4. Black R. F.: Eolian Deposits of Alaska. Arctic, 4, 1951.
5. Burtanówna J., Konior K., Książkiewicz M.: Mapa geologiczna Karpat Śląskich. Wyd. Śl. PAU., 1937.
6. Butrym J.: A Study on the Morphology of the Quartz Grains in the Consistence of Loess. Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sec. B, vol. XV, 3, Lublin 1961.
7. Butrym J.: Morfologija kwarcowych zieren kak kriterii podrazdielenii pyłowych otłożeń. Abstract of Papers, INQUA VIth Congress, Warszawa 1961.
8. Cegła J.: A Study of Silt Formations in the Carpathian Basins. Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sec. B, vol. XV, 7, Lublin 1961.
9. Cegła J.: On the Presence of Loess (?) and Silt Materials in the Carpathians. Abstract of Papers, INQUA VIth Congress, Warszawa 1961.
10. Chmielowiec G.: Calcareous Concretions in the Loess of Poland. Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sec. B, vol. XV, 4, Lublin 1961.
11. Cziżikow P. N.: O признаках pokrownych suglinkow w swiazi z ich proischożdieniem. Ziemliwiedienije, t. V, 1960, Moskwa 1960.
12. Dobrzański B.: Fizyczne własności lessu. Przegląd Geograficzny, t. XXII, 1948—1949, Warszawa 1949.
13. Dobrzański B., Malicki A.: Rzekome loessy i rzekome gleby loessowe w okolicy Leżajska (summ. Pseudoloesses and Pseudo-loess Soils in the Environment of Leżajsk). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sec. B, vol. III, 11, Lublin 1949.
14. Dücker A.: Über Structurböden im Riesengebirge. Ein Beitrag zum Bödenfrost und Lössproblem. Ztschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1937.
15. Dylik J.: Głazy rzeźbione przez wiatr i utwory podobne do lessów w środkowej Polsce (summ. Wind Worn Stones and Loess-like Formations in Middle Poland). Biuletyn Państw. Instytutu Geolog., nr 67, Warszawa 1952.
16. Dylik J.: Zagadnienie genezy lessu w Polsce. Biuletyn Peryglacjalny, nr 1, Łódź 1954.
17. Dziewański J., Starkel L.: Geneza i wiek terasy wysokiej w dolinie Sanu. Rocznik P. T. Geol., t. XXXI, Kraków 1961.
18. Eissele K.: Kritische Betrachtung einer Methode zur Bestimmung des Rundungsgrades von Sandkörner. Neues Jb. f. Geol. u. Paläont. Mh. 1957.



19. Eissele K.: Sedimentpetrographische Untersuchungen am Buntsandstein des Nordschwarzwaldes. J.b. d. Geol. Landesamt. in Baden-Württemberg, 1957.
20. Flint R. F.: Glacial Geology and the Pleistocene Epoch. New York — London, 1949.
21. Frye J. C.: Ceramic Utilization of Northern Kansas Pleistocene Loesses and Fossil Soils. Kansas Geol. Survey Bull. 82.
22. Frye J. C. et. al.: Stratigraphy of the Late Pleistocene Loess of Kansas. The Journal of Geology, vol. 59.
23. Frye J. C. et. al.: Late Pleistocene Loesses of Midwestern United States of America. Abstract of Papers, INQUA VIth Congress, Warszawa 1961.
24. Gerlach T.: Wstępne badania nad intensywnością współczesnych procesów denudacyjnych w Jaworkach koło Szczawnicy. Roczniki Nauk Rolniczych, seria F, t. 72, z. 3, Warszawa 1958.
25. Goworuchin W. S.: Piatnistaja tundra kak faktor obrazowanija pokrownyh suglinkow. Biul. Mosk. Obszcz. Isp. Prir. Otd. Gieolog., t. 30, z. 6, Moskwa 1955.
26. Grabowska B.: Analiza minerałów ciężkich na tle stratygrafii lessów okolic Ćmielowa. Biul. Geol. Wydz. Geol. U. W., t. I, Warszawa 1961.
27. Jahn A.: Problemy geograficzne Alaski w świetle podróży naukowej odbytej w 1960 r. Czasopismo Geograficzne, t. XXXII, Warszawa — Wrocław 1961.
28. Jahn A.: Quantitative Analysis of some Periglacial Processes in Spitsbergen. Zeszyty Naukowe Uniw. B. B., s. B, nr 5, Wrocław 1959.
29. Jahn A.: Gleby strukturalne Czarnego Grzbietu i problem utworów pylastych w Karkonoszach. Acta Univ. Vratislaviensis, nr 9, Wrocław 1963.
30. Klimaszewski M.: Z geologii i morfologii Żywiecczyny. Ziemia, 1936..
31. Klimaszewski M.: Podział morfologiczny południowej Polski. Czasopismo Geograficzne, t. XVII, Warszawa — Wrocław, 1946.
32. Klimaszewski M.: Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego, s. B, nr 7, Wrocław 1948.
33. Klimaszewski M.: Rzeźba Podhala. Czasopismo Geograficzne, t. XXI/XXII, Warszawa 1952.
34. Klimaszewski M.: Pleistocene Outcrop at Dobra near Limanowa, Carpathian Mts. Bull. Acad. Pol., t. 6, nr 5, Warszawa 1958.
35. Klimaszewski M.: Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras, Part III, South Poland. INQUA VIth Congress, Warszawa 1961.
36. Klimaszewski M., Szafer W., Szafran B., Urbański J.: Flora dryasowa w Krościenku nad Dunajcem (summ. The Dryas Flora of Krościenko on the River Dunajec). Biuletyn Państw. Instytutu Geolog. 24, Warszawa 1950.
37. Kolb Ch. R.: Quelques propriétés physique du loess de la vallée du Mississippi. Abstract of Papers, INQUA VIth Congress, Warszawa 1961.
38. Konior K.: Przyczynki do znajomości dziejów hydrografii arkusza Biała—Bielsko. P.T.P.N. Prace Komisji Geogr., t. I, z. 1, Poznań 1939.
39. Książkiewicz M.: Utwory czwartorzędowe Pogórza Cieszyńskiego. Prace Geol. Śląsk. PAU., nr 2, Kraków 1935.
40. Kunica N. A.: Ispolzowanie fauny molluskow dla wyjaśnienia usłowi obrazowanija liossowych porod sredniego Pridnieprowija. Mat. Sow. po Izucz. Czietw. Pier., t. I, Moskwa 1961.
41. Kuźniar Cz.: Löss w Beskidzie Galicyi Zachodniej (rés. Sur les loess dans les Beskides de la Galicie occidentale). Kosmos, t. XXXVII, Lwów 1912.

42. Lwowa E. W.: Uśłowija obrazowanija liosowidnych porod stiepnogo Krima. Mat. Sow. po Izucz. Czietw. Pier., t. II, Moskwa 1961.
43. Łoziński W.: Die periglaziale Fazies der mechanischen Vetwitterung. C. R. Cong. Geol. Intern., Stockholm 1910.
44. Łoziński W.: O mechanicznym wietrzeniu piaskowców w umiarkowanym klimacie. Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. PAU., t. 9, Kraków 1910.
45. Łoziński W.: Miejscowe dyluwium Karpat. Spraw. Kom. Fizj. PAU., t. 58/59, Kraków 1925.
46. Malicki A.: Geneza i rozmieszczenie loessów w środkowej i wschodniej Polsce (summ. The Origin and Distribution of Loess in Central and Eastern Poland). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sec. B, vol. IV, 8, Lublin 1950.
47. Malicki A.: The Stratigraphic Value of the Loess Profile in Pikulice (near Przemyśl). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sec. B, vol. XV, 6, Lublin 1961.
48. Malicki A.: About the Genesis of the Silt Material Consisting the Loesses. Abstract of Papers, INQUA VIth Congress, Warszawa 1961.
49. Mawlianow G. A.: Liossowidnyje porody sredniej Azji. Abstract of Papers, INQUA VIth Congress, Warszawa 1961.
50. Millette J. F., Higbee H. W.: Perglacial Loess. I Morphological Properties. Amer. J. Sci., t. 256, nr 4, 1958.
51. Morozow S. S.: K woprosu obliossowanija dispersnych porod czietwier-ticznego wozrasta pod wljanie stiepnogo tipa poczwoobrazowanija. Mat. Sow. po Izucz. Czietw. Pier., t. I, Moskwa 1961.
52. Pavel L., Uziak S.: Minerale ilaste w glebach Karpat fliszowych. Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowskiej, sec. E, vol. XIII, 2, Lublin 1960.
53. Pelisek J.: Pleistocenni sprasove zeminy a holocenni ricni sedimenty kar-patske oblasti vychodniho Slovenska. Anthropozoikum, t. 9, Praga 1961.
54. Pewe T. L.: Origin of the Upland Silt in the Fairbanks Area, Alaska. Geol. Soc. Am. Bull., 61, 1950.
55. Pewe T. L.: An Observation on Wind-blown Silt. J. Geol., t. 59, 1951.
56. Popow A. J.: O proischozhdienii pokrownych suglinkow Russkoj Rawniny. Izw. Akad. Nauk SSSR, ser. geogr., 1953, nr 5, Moskwa 1953.
57. Popow W. W.: Klassifikacija liosowych porod. Tr. Inst. Geol. Akad. Nauk USSR, t. I, Kijów 1957.
58. Racinowski R., Rzechowski J.: Z badań nad granulometrią osa-dów pleistoceńskich okolic Chełma Lubelskiego (summ. On the Granulometric Investigations of Pleistocene Deposits Found in the Environs of Chełm Lu-belski). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sec. B, vol. XIV, 4, Lublin 1960.
59. Regionalna Geologia Polski, t. I, z. 1 i 2. Kraków 1953.
60. Rieger S., Juve R. L.: Soil Development in Recent Loess in the Mata-nuska Valley, Alaska. Soil. Sci. Soc. America Proc., t. 25, 1961.
61. Rogala W.: Przyczynek do znajomości dyluwialnych utworów Galicyi. Kosmos, t. XXXII, Lwów 1907.
62. Rokicki J.: Warunki występowania utworów pyłowych i loessów na Dol-nym Śląsku. Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sec. B, vol. V, 3, Lu-blin 1950.
63. Rokicki J.: Lessy i utwory pyłowe Wzgórz Trzebnickich (summ. Loess and Pelitic Deposits of Trzebinia Hills). Biuletyn Państw. Instytutu Geolog., nr 65, Warszawa 1952.

64. Russell R. J.: Lower Mississippi Valley Loess. *Bull. Geol. Soc. Amer.* vol. 55, 1944.
65. Sałow I. N.: K woprosu o proischozhdienii liossowych suglinkow Smolenskoj oblasti. *Biul. Mosk. Obszcz. Isp. Prir., Otd. Gieolog.*, t. 29, z. 5, Moskwa 1954.
66. Sitler R. F., Baker J.: Thickness of Loess in Clark County Illinois. *Ohio J. Sci.*, t. 60, nr 2, 1960.
67. Sokołowski I. L.: Geneticheskiye typy liossowych porod zapadnoj czasti Ukrainy. *Mat. Sow. po Izucz. Czietw. Pier.*, t. II, Moskwa 1961.
68. Sokołowski I. L.: O proischozhdienii i wozrastie liossowych porod Ukrainy. *Mat. Sow. po Izucz. Czietw. Pier.*, t. I, Moskwa 1961.
69. Sokołowski I. L.: Regionalnyje i geneticheskiye typy liossowych porod. *Czietw. Pier.*, t. 13, 14, 15, Kijów 1961.
70. Spiridonow A. J.: Znaczenie problemu proischozhdienia pokrownych suglinkow. *Ziemliewiedienije*, t. V, Moskwa 1960.
71. Starkel L.: Periglacial Covers in the Beskid Wyspowy (Carpathians). *Biuletyn Peryglacialny*, nr 8, Łódź 1960.
72. Starkel L.: Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocene (summ. The Development of the Flysch Carpathians Relief during the Holocene). *Prace Geograficzne PAN.*, nr 22, Warszawa 1960.
73. Stehlik O.: Geomorfologicke pomery povodi reky Luciny. *Acta Acad. Scient. Czechosl.*, t. XXVIII, Praga 1960.
74. Stiepanow I. N.: Nakoplenie eołowej pyli sniežnikami Tjan—Szanja. *Biul. Mosk. Obszcz. Ispyt, Prir., Otd. Gieolog.*, t. 5, Moskwa 1959.
75. Strzemski M.: Efekty erozji wietrznej gleb na terenie południowo-wschodniej Polski w lutym 1956. *Przegląd Geograficzny*, t. XXIX, Warszawa 1957.
76. Stupnicka E.: Geneza glin lessowatych Pogórza Cieszyńskiego i Beskidów Śląskich (summ. Origin of the Loess-Like Clays in the Cieszyn Upland and the Beskidy Śląskie Range). *Acta Geologica Polonica*, vol. X, nr 2, Warszawa 1960.
77. Stupnicka E., Szumański A.: Dwudzielnosc młodoplejstocenijskich poziomów zwirowych w Karpatach (summ. Bipartition of Young Pleistocene Gravel Terraces in the Polish Carpathians). *Acta Geologica Polonica*, vol. VII, Warszawa 1957.
78. Szajnocha W.: Atlas Geologiczny Galicyi. Tekst do zeszytów: 5, 6, 13, Kraków 1895, 1896, 1901.
79. Środoń A.: Ostatni glacial i postglacial w Karpatach (summ. Last Glacial and Postglacial in the Carpathians). *Biuletyn Państw. Instytutu Geolog.*, nr 67, Warszawa 1952.
80. Świdziński H.: Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych. *Biuletyn Państw. Instytutu Geolog.*, nr 37, Warszawa 1947.
81. Świdziński H., Wdowiarz J.: Przewodnik do wycieczki XXIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Karpatach Krośnieńskich w roku 1950. *Rocznik P. T. Geol.*, t. XXI, Kraków 1951.
82. Taber S.: Perennially Frozen Ground in Alaska, Its Origin and History. *Geol. Soc. Am. Bull.*, t. 54, 1943.
83. Taber S.: Intensive Frost Action along Lake Shores. *Am. J. of Sci.*, vol. 248, 1950.
84. Taber S.: Origin of Alaska Silts. *Am. J. of Sci.* vol. 251, 1953.
85. Taber S.: Complex Origin of Silts in the Vicinity of Fairbanks, Alaska. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 69, 1958.



86. Tietze E.: Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Krakau. Jrb. d. k. k. Reichsanst., vol. 37, Wien 1887.
87. Tokarski J.: Petrografia. Lwów 1928.
88. Trainer F. W.: Eolian Deposits of the Matanuska Valley Agricultural Area Alaska. Geol. Surv. Bull., nr 1121-C, 1961.
89. Turnau-Morawska M.: Petrografia skał osadowych. Warszawa 1954.
90. Uhlig W.: Atlas Geologiczny Galicyi. Tekst do zeszytu 24, Kraków 1910.
91. Zejszner L.: O formacyi gliny w Karpatach, a mianowicie pod Tatrami. Rocznik Tow. Nauk. Krak., z. 1, Kraków 1851.

## РЕЗЮМЕ

Исследованиями был охвачен район карпатских котловин (Ясельско-Саноцкие углубления, Сондецкая котловина, подножье Татр и Живецкая котловина). Результаты исследований, относящихся к карпатским пылевым образованиям, сравнивались с результатами исследований лессовых возвышенностей Польши (фиг. 1).

Пылевые образования в Карпатах выступают почти повсеместно. До сих пор есть разные точки зрения на характер этих образований: являются ли они лессами или пылевыми выветриваниями флиша. Одни авторы связывают генезис их с процессами навеивания пылевых частиц из внекарпатских районов (5, 38, 41, 75, 83, 84, 87). Другие предполагают, что эти образования возникли путем выветривания флишевых пород (8, 9, 45, 46, 73, 78).\*

Пылевые образования в пределах Карпат выступают в двух морфологических обстановках. на склонах и на надпойменных речных террасах. Формирование образований зависит от их положения. Стоковые образования содержат в своей толще многочисленные скалистые обломки, количество которых уменьшается по мере опускания склона, а целый материал характеризуется рассортированием. Террасные образования более однородны, основную их толщу составляет мелкий материал, рассортированный значительно лучше. Пылевые террасные образования с наилучшим формированием выступают преимущественно на надпойменной террасе, датированной I варшавским оледенением (Рисс). Это также относится к территориям Ясельско-Саноцких углублений, Сондецкой и Живецкой котловин.

На подножье Татр в Новотарской котловине мощные серии пылевых образований выступают на младшей террасе, датированной

---

\* Более подробная литература находится в работе: A study of Silt Formation in the Carpathian Basins. Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XV, 7, 1961.

II варшавским оледенением (Вюрм). Террасные пылевые образования в своей сводчатой части обнаруживают очень часто вертикальные трещины, пористость, желтую окраску. Нижняя часть обнажений представляет более связный материал с зарисованной горизонтальной лamination, который залегает на слоях гравия. Верхнюю часть от нижней отделяет горизонт материала с большим содержанием мелких обломков, часто зорштейнованный с кольцами Лизеганга. Окраска этой части изменяется: от черной через ржавую, зеленую по синюю. Эта двучленность отмечается почти на всей обследованной территории.

Пробы собранного материала на месте были разработаны в лаборатории.

Гранулометрический состав обследованных пылевых образований, взятых с территории Карпат, отличается от лессов (фиг. 8, 9). Разница заключается в меньшем проценте содержания фракции, которая считалась типично лессовой 0,02—0,05 мм, и в увеличенном содержании более крупной фракции свыше 0,05 мм и более мелкой — ниже 0,02 мм (табл. 1). Абсолютная доминация лессовой фракции не наблюдается. Увеличение количества содержания этой фракции в некоторых районах свыше 30 % делает похожими пылевые образования на лессы (Живец, Рыбачовице, Милювка, Новый Тарг, Рdziостов). Гранулометрический состав указывает также на зависимость от геоморфологического положения образований. Образования на склонах содержат преимущественно более крупную фракцию, образования же на террасах — более мелкую.

Содержание углекислого кальция. Пылевые образования, как правило, не имеют углекислого кальция; если  $\text{CaCO}_3$  выступает, то составляет лишь ничтожные доли процента, редко — величины несколько большие (табл. 1). В некоторых случаях обнаружены карбонатные конкреции (в находках Корчины и Беча).

Минеральный состав. В пылевых образованиях, как и в лессах, главным является кварц. Некоторые тяжелые минералы (табл. 2): циркон, ритул, турмалин, будучи очень прочными, не берутся во внимание для выводов. На основании выступления апатита нельзя определить источника материала, так как этот минерал является очень распространенным в разных видах пород. Зерна тяжелых минералов в карпатских пыловых образованиях обнаруживают более слабую механическую обработку в сравнении с такими же минералами, содержащимися в лессах.

Морфология зерен кварца. Величина коэффициента обтачивания (табл. 3) указывает что зерно кварца карпатских пы-

левых образований является гораздо меньше обточенным, чем зерно кварца в лессовых породах. Пылевые образования из некоторых лишь котловин указывают на приближение к лессовым величинам коэффициента.

На основании исследований автор считает, что пылевые образования карпатских котловин являются, главным образом, результатом выветривания карпатского флиша (преимущественно кросненских слоев). Слабоустойчивые сланцы и илосланцы интенсивно выветривались во время максимальной стадии оледенения варшавского II (Бюрм). Наличие сравнительно большой мощности выветренных слоев объясняется постоянной поставкой материала, благодаря гравитационному транспорту (между прочем, — солифлюкции). Вторжение лесов в течение постгляциала на территорию Карпат содействовало консервации пылевых покровов, возникших в последнем гляциале.

Результаты наблюдений позволяют установить, что макроскопическое уподобление сводчатым горизонтом выветриваний лессам следует отнести к голоценовым почвообразовательным процессам.

Так как наличие ориньяка на территории Карпат установлено в большинстве случаев в террасных гравийных сериях подстилающих пылевые образования, последние должны датироваться младшим периодом. Возникает мысль в качестве вполне логического заключения о том, что нижние серии пылевых образований следовало бы связывать с периодом старшего дриаса. Отделяющий горизонт, часто ортштейнизованный, обогащенный гумусом, отвечает вероятно Аллерёду, а сводчатые слои пылевых образований, расположенных над отделяющим горизонтом, следует отнести к младшему дриасу.

Рис. 1. I — районы исследований, II — исследовательские пункты, III — местности, IV — реки, V — порог карпатского нагорья.

Рис. 2. Обнажение пылевых образований в Заваде (п. 16); 1 — современная почва, 2 — пылевой материал с тонкой горизонтальной слоистостью, 3 — рельефный материал с полосами и голубыми, красными и фиолетовыми пятнами, 4 — пылевой материал с тонкой, горизонтальной слоистостью, 5 — Речные гравии.

Рис. 3. Обнажение пылевых образований в Живце (п. 34); 1 — пылевой материал с вертикальными трещинами желтого цвета, 2 — ортштейнизованный ржавый слой мощностью в 1—10 см, 3 — пластический материал синевато-голубой с кольцами Лизеганга, 4 — пылеватый материал с полосками, прослойками ржавого цвета, 6 — черный слой, мощностью в 1—4 см, окрашенный марганцем, 6 — речные гравии.

Рис. 4. Озернование пылевых образований; 1 — Беловода — дно Рожновского озера, 2 — Рдзиостов — стоковое образование, 3 — Ритро — стоковое образование, 4 — Барцице — стоковое образование, 5 — Пржисентица — стоковое образование, 6 — Шчебжешин — лесс, 7 — Сандомеж — лесс.



Рис. 5. Озернование пылевых образований; 1 — Язовско цег. — стоковое образование, 2 — Язовско в/Костеля — стоковое образование, 3 — Язовско в/шоссе — стоковое образование, 4 — Беловице — террасное образование, 5 — Шчебжешин — лесс, 6. — Сандомеж — лесс.

Рис. 6. Озернование пылевых образований; 1 — Подчервонэ — террасное образование, 2 — Новый Тарг — террасное образование, 3 — Буг над Червоном — террасное образование, 4 — Рогозник — террасное образование, 5 — Шчебжешин — лесс, 6 — Сандомеж — лесс.

Рис. 7. Озернование пылевых образований; 1 — Милювка — пылевое образование, 2 — Рубажовице — пылевое образование, 3 — Живец — террасное образование, 4 — Шчебжешин — лесс, 5 — Сандомеж — лесс.

Рис. 8. Сопоставление гранулометрического состава в кумулизованных разделах; 1 — пылеватые образования в Сондецкой котловине, 2 — пылеватые образования Ясельско — Саноцких углублений, 3 — лессы.

Рис. 9. Сопоставление гранулометрического состава в кумулизованных разделах; 1 — пылевые образования Подножия Татр, 2 — пылевые образования Живецкой котловины, 3 — лессы.

Рис. 10. Морфология зерен кварца с фракцией 0,1—0,005 мм; 1 — угловатые зерна, 2 — частично обточенные зерна, 3 — обточенные зерна.

Местности происхождения проб: 1 — Санок, 2 — Беч (выветривание), 3 — Беч (сланец), 4 — Беловода (осадки из дна Рожновского озера), 5 — Рdziostов, 6 — Завада, 7 — Яновско, 8 — Новый Тарг, 9 — Рогозник, 10 — Живец, 11 — Милювка, 12 — Пикулице, 13 — Шчебжешин, 14 — Грубешув, 15 — Сандомеж, 16 — Зебоцин, 17 — Рациборовице.

Рис. 11. Покров пылевых образований на срединнопольской надпойменной террасе Дунайца в Яновске.

Рис. 12. Пылевые образования в Рdziостове (склон Сондецкой котловины). Видны эрозионные микроформы на стене обнажения.

Рис. 13. Сводчатая часть обнажения в Рогознике Подгалянском.

Рис. 14. Балтийская надпойменная терраса Белого Дунайца к северу от Нового Тарга. Сводчатые части этой террасы построены пылевыми образованиями.

Рис. 15. Верхняя часть обнажения пылевого образования в Живце. Заметны вертикальные трещины.

Рис. 16. Лесс в Сандомеже.

## SUMMARY

The author presents the results of his investigations concerning the origin of silt deposits in the Carpathian basins. The silts of the Podhale, Sącz, Jasło-Sanok and Żywiec basins were studied, and the results obtained compared with those derived from the investigations of loess in the upland regions outside the Carpathians (Fig. 1).

The silt deposits in the areas investigated are of common occurrence. The opinions concerning the origin of these silts are divided. While some authors maintain that the silts in question resulted from eolian

sedimentation of fine dust derived from the regions situated outside the Carpathians (5, 38, 41, 78, 90), others consider the silts as a result of weathering of the Carpathian flysch rocks (8, 9, 45, 46, 76, 81).\*

The silts within the Carpathian Mts. occur on: 1) slopes, and 2) river terraces. There is a difference in structure and composition between the two kinds of silts. Thus the slope silts are poorly sorted and contain numerous rock fragments. The amount of these fragments decreases downslope. The silts of river terraces are better sorted and more uniform in their composition. They form a mantle upon gravel deposits.

The most complete sequences of silt deposits were observed on river terraces of the Varsovien I glaciation (Riss). This pertains to the silts of the Jasło-Sanok, Żywiec and Sącz basins. However, in the Podhale basin, thick series of silts are found on younger terraces of the Varsovien II glaciation (Würm).

The upper portions of terrace silts constitute yellow and porous sediments, commonly cut by a system of vertical fractures. The lower parts consist of more consolidated and cohesive materials and show roughly horizontal lamination.

The boundary between the upper and lower parts is marked by the appearance of an argillaceous layer enriched in iron compounds and characterized by the presence of Liesegang rings. This layer which varies in colour from black through rusty, green to blue has been found almost everywhere in the areas investigated.

**Granulometric composition.** There is a difference in granulometric composition between the Carpathian silts and the loess from outside the Carpathians. As shown in Figs. 8, 9 the Carpathian silts differ from the loess proper in having smaller quantities of fine grades (0.05—0.02 mm) and these grades do not predominate. On the other hand, the Carpathian silts contain larger quantities of coarser grades (above 0.05 mm and below 0.02 mm, Table 1).

It should be noted that the amount of loess fraction may increase up to 30 %. If this is the case the silts may show a considerable similarity to the loess proper.

As already noted the granulometric composition is dependent on the position of silts, and those laid down on river terraces contain predominantly finer grades while the slope silts are visibly coarser.

**Calcium carbonate content.** The Carpathian silts are generally devoid of  $\text{CaCO}_3$ . The latter if present appears invariably in

---

\* More bibliographic data may be found in the author's article: A Study of Silt Formations in the Carpathian Basins. Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, Sec. B, vol. XV, 7, Lublin 1961.

insignificant quantities (Table 1). In a few places only (Korczynna, Biecz) calcareous concretions were found.

**Mineralogical composition.** As it is the case with loess, the main constituent of the Carpathian silts is quartz.

With regard to heavy minerals (Table 2) it is to be noted that the stable ones such as rutile, zirkon, turmaline are of little value in determining the derivation of the silts. The same applies to apatite which is widely distributed in various rocks. It should be noted that the heavy minerals in the Carpathian silts are less rounded than those from the loess proper.

**Morphology of quartz grains.** As it is shown by the „index of roundness” (Table 3) the quartz grains in silts are less rounded than the equivalent grains in loess. Only in few places, similar values were found.

**Conclusions.** The data presented here indicate that the silt sediments of the Carpathian basins should be looked upon as the products of weathering of local flysch rocks, in particular shales and mudstones. In case of the Jasło-Sanok basin the main source of the clastic material were the Oligocene Krosno beds. The flysch rocks were subjected to intensive weathering during the Varsovien II (Würm).

Considerable thickness of weathering products at the base of slopes and on river terraces is a result of redeposition of detrital masses by means of gravity mass movements (solifluction, landslides) and that of running water.

It should be emphasized that the appearance of forests in the Carpathians notably contributed to the preservation of the silts formed during the last glaciation.

There is evidence suggestive that the macroscopic similarity of the upper portions of silts to the loess proper is largely due to the subsequent soil processes.

The silts should be regarded as post-Aurignacian sediments since the presence of this horizon has been proved in gravels underlying the silts. Thus it appears that the formation of silts may be linked with the Older Dryas period. It is suggested that the argillaceous horizon between the upper and lower silts corresponds to the Alleröd period, while the upper parts of silts were formed during the Younger Dryas.



ANNALES  
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA  
LUBLIN—POLONIA

VOL. XVIII, 5

SECTIO B

1963

Z Katedry Geografii Regionalnej UMCS  
Kierownik: doc. dr Aniela Chałubińska

Aniela CHAŁUBIŃSKA i Ewa PRZESMYCKA

**Wskaźnik urzeźbienia województwa lubelskiego**

**Показатель расчлененности Люблинского воеводства**

**Indice de relief de la voïvodie de Lublin**

Metody kartometryczne przeżywały swój rozkwit w pierwszej połowie bieżącego stulecia. Wchodząc w zakres podstawowych ćwiczeń uniwersyteckich odgrywały niepoślednią rolę w kształceniu młodych geografów.<sup>1</sup> Stosowano je w szczególności do ilościowej analizy stosunków nawodnienia i urzeźbienia. Z tej ostatniej kategorii, tj. z morfometrii do opracowywanych najczęściej należały mapy wysokości względnych. Sporządzano również mapy wysokości średnich, powierzchni szczytowej i in.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Por. Romer E.: O potrzebie pracowni geograficznej na naszych uniwersytetach. *Kosmos* XXXVI, s. 525—536; oraz Malicki A.: Prace Eugeniusza Romera z zakresu kartometrii i morfometrii. *Czas. Geogr.* XXVI, 1—2, 1955.

<sup>2</sup> Jako przykłady służyć mogą opracowania następujące:

Czyżewski J.: Podział Opola na podstawie wysokości względnych. *Po-kłosie Geogr. Zbiór prac poświęconych E. Romerowi*. Lwów 1925, s. 1—14.

Gontarska A.: O rozmieszczeniu wysokości względnych po obu brzegach Wisły środkowej i dolnej. *Badania Geogr. nad Polską półn.-zachodnią*, 1927.

Ochocka J.: Krajobraz Polski w świetle mapy wysokości względnych. *Prace Geogr. wyd. przez E. Romera*, z. XIII, Lwów 1931.

Malicki A.: Deniwelacje globu ziemskiego. *Prace Geogr. wyd. przez E. Romera*, z. XVII, Lwów 1934.

Teisseyre H.: Powierzchnia szczytowa Karpat. *Prace Geogr. wyd. przez E. Romera*, z. X, Lwów 1928, s. 67—112.

Rosiecka St.: Regiony morfologiczne Wyżyny Lubelskiej w świetle mapy hipsometrycznej, wysokości względnych, wysokości średnich, górnych poziomów denudacyjnych, dolnych poziomów denudacyjnych. [Rękopis], Wrocław 1947.



Ryc. 1

W latach po II wojnie światowej morfometria znalazła się pod ostrzałem krytyki i niejako „wyszła z mody”, mimo iż na ilościowe ujmowanie zjawisk (stosunków i procesów) kładzie się w ostatnim okresie coraz większy nacisk. Przyczyną dyskwalifikacji jest z jednej strony



Ryc. 2

schematyzm niektórych opracowań i oderwanie się ich od badań terenowych, z drugiej strony — bezkrytyczne stosowanie ujęć izarytmicznych. Z degradacji tej nie należy wyciągać ani wniosku, że krytyka wytropiła już wszystkie braki metod morfometrycznych, ani też wniosku, że metody owe stały się dziś zupełnie nieprzydatne.



Przedstawimy tu próbę nowego ujęcia z dziedziny morfometrii. Założenie jest następujące:

Wysokości względne traktowane są jako wykładnik urzeźbienia terenu. Tymczasem pojęcie terenu „silnie urzeźbionego” nie jest pojęciem jednoznacznym. Deniwelacje, które uchodzić mogą za znaczne w terenie nizinnym, określimy jako niewielkie w górach. Ogólnie biorąc — wysokości względne rosną wraz z wyniesieniem nad poziom morza; to, co wyższe, bywa silniej rozcinane. Zarówno duże deniwelacje na nizinach, jak i małe deniwelacje w górach są w pewnym sensie anomalia geograficzną, wyjątkiem od reguły.

Próba polega na zastąpieniu wysokości względnych tzw. wskaźnikiem urzeźbienia. Pojęciem tym określamy stosunek wysokości względnej do bezwzględnej. Jeśli wysokość maksymalną w obrębie przyjętego pola podstawowego oznaczmy literą  $a$ , zaś wysokość minimalną — literą  $b$ , to jako średnią wysokość bezwzględną tegoż pola przyjąć można, w uproszczeniu oczywiście,  $\frac{a+b}{2}$ , zaś jako wysokość względną

$a - b$ . Stąd wzór na wskaźnik urzeźbienia:  $\frac{2(a-b)}{a+b}$

Zastosowano ten wzór do obliczenia wskaźnika województwa lubelskiego. Wykorzystano w tym celu materiał cyfrowy załączony do rękopiśmiennej pracy H. Strojny: Wysokości względne województwa lubelskiego.<sup>3</sup> Autorka obliczała wartości z mapy przedwojennej WIG 1 : 100 000 dla pól sześciobocznych o powierzchni 10 km<sup>2</sup>. Dla każdego pola podała dane wyjściowe, tj. wysokość maksymalną i minimalną. Jej barwna mapa izarytmiczna wysokości względnych w podziałce 1 : 300 000 posiada 12 klas wartości.

Na danych cyfrowych H. Strojny oparta jest mapa wskaźnika urzeźbienia (ryc. 1), w której zastosowano podział wartości na 6 klas. Dla porównania z mapą wysokości względnych przedstawiamy również tę ostatnią (ryc. 2). Jest to przeróbka mapy H. Strojny, bowiem liczbę klas zredukowano dla łatwiejszego porównania również do 6.

Uzyskany obraz wskaźnika silnie odbiega od mapy wysokości bezwzględnych. Z mapą wysokości względnych pokrywa się w ogólnych zarysach, występują jednak spore różnice w nasileniu. Kontrast północnej, nizinnej i południowej, wyżynnej części województwa został oczywiście złagodzony. Zestawiając minima wskaźnika z minimami deniwelacji zauważamy, że Równina Puszczańska i znaczna część Padołu Zamoj-

<sup>3</sup> Praca H. Strojny wykonana została w 1950 r. w Zakładzie Geografii UMCS w Lublinie pod kierunkiem prof. F. Uhorcza.

skiego mają wskaźniki tego samego rzędu, zaś wysokości względne wykazują pewne różnice. Maksima wartości wskaźnika występują nie na Rostoczu, jak przy wysokościach względnych, lecz nad dolnym biegiem Bystrej. Przełom podlaski Bugu (obecnie już poza granicami województwa) ma wartości wskaźnika równe Rostoczu. To ostatnie jest znacznie silniej zróżnicowane niż na mapach wysokości bezwzględnej i nieco silniej niż na mapie wysokości względnej. Kontrastowość słabo rozciętego Rostocza południowo-wschodniego i silnie rozciętego Rostocza Szczepieszyńskiego jest fragmentem obrazu szczególnie wymownym.

Jeżeli z klas skali dwie klasy wartości najniższych wskaźnika uznamy za odpowiednik terenu „niedorzeźbionego”, a dwie klasy wartości najwyższych za odpowiednik terenu „przerzeźbionego”, to podział całości przedstawi się w zarysie następująco:

Do obszarów niedorzeźbionych należą: Zakłęśłość Łomaska, Równina Parczewska, Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie, Obniżenie Dorohuckie, Obniżenie Dubienki, północna część Małego Mazowsza, Kotlina Chodelska, większa część Niziny Sandomierskiej, Padół Zamojski, Pobuże, południowo-wschodnie Rostocze, Grzęda Horodelska i wschodnia część Grzędy Sokalskiej.<sup>4</sup> Są to w większości tereny zakłęśłe, których położenie predysponuje nasilenie procesów akumulacyjnych. Wyjątek, jako formy wypukłe, stanowią tu jedynie Rostocze wschodnie i obie Grzędy. Czekają one niejako na rozcięcie, które opóźnia się przede wszystkim z powodu silnej przepuszczalności podłoża.

Do obszarów przerzeźbionych zaliczymy: Płaskowyż Nałęczowski, Wzniesienia Urzędowskie, Rostocze Szczepieszyńskie, Działy Grabowieckie, Pagóry Chełmskie, część Podlasia. Są to wszystko tereny, których rozcięcie związane jest z nasileniem erozji na peryferiach wielkich dolin rzecznych.

Mapa wskaźnika urzeźbienia sama w sobie niczego nam nie wyjaśnia, skierowuje jednak naszą uwagę na pewne prawidłowości i pewne anomalie, które domagają się wyjaśnienia.

Ponieważ wartości wyjściowe dla wskaźnika są te same, co dla wysokości względnych, przeto wydaje się, że mapy wskaźnika urzeźbienia mogłyby stanowić ujęcie uzupełniające w stosunku do map wysokości względnych i służyć wraz z nimi jako jedna z podstaw regionalizacji fizjograficznej.

---

\* Stosowane nazwy regionów oparte są na pracy A. Chałubińskiej i T. Wilgata: Podział fizjograficzny województwa lubelskiego. Przewodnik V Ogólnopolskiego Zjazdu Polskiego Tow. Geograficznego, Lublin 1954, s. 3—44.

## РЕЗЮМЕ

Попытка нового подхода в области морфометрии авторами опирается на следующие положения:

Показателем расчлененности территории считаются относительные высоты. Однако понятие „сильной расчлененности” не является однозначным понятием. Денивелации, которые в горной области следует считать ничтожными, на низменности будут определены как крупные. Относительные высоты ведь возрастают, вообще говоря, совместно с приподнятием над уровнем моря. Как большие их величины на низменности, так и малые величины в горах составляют в некоторой степени географическую аномалию, исключение от правила.

В связи с этим авторами вводится понятие показателя расчлененности. Этим термином обозначается отношение относительной высоты к абсолютной высоте данного основного поля. Если буквой „а” определить максимальную высоту, а буквой „b” минимальную высоту поля, то ее относительная высота будет равняться  $a - b$ , следует же принять за среднюю абсолютную высоту  $\frac{a+b}{2}$

Отсюда возникает формула на показатель расчлененности:  $\frac{2(a-b)}{a+b}$

Эта формула была применена для исчисления показателя расчлененности Люблинского воеводства. Максимальные и минимальные высоты для шестигранных основных полей с площадью 10 км<sup>2</sup> были взяты из работы мгр. Елены Стройной: Относительные высоты Люблинского воеводства (рукопись)\*. Е. Стройна их прочитывала из топографической карты 1 : 100.000.

Фиг. 1 представляет карту, опирающуюся на вышеуказанной формуле показателя расчлененности Люблинского воеводства, а фиг. 2 карту относительных высот той же территории. Это модификация карты, разработанной Е. Стройной\*\*.

Картина показателя отличается резко от гипсометрической карты, в гораздо меньшей мере от карты относительных высот. Вполне понятно, что подвергся смягчению контраст между северной низменной и южной возвышенной частями воеводства. Сменили свое положение крайние величины. Максимальная расчлененность выступает

\* Работа Е. Стройной была закончена в 1950 г. в Лаборатории экономической географии под руководством проф. др. ф. Угорчака.

\*\* Цветная, изолийная карта Е. Стройной имеет масштаб 1 : 300.000, а величины подразделены на 12 классов.



не на территории Розточа, но на нижнем течении Быстрой, притока Вислы. Подляский перелом Буга, ■ настоящее время уже вне границ Люблинского воеводства (на NE), имеет величины не меньше чем на территории Розточа. Особенного внимания заслуживает контраст между сильно выраженной расчлененностью Щебжешинского Розточа и слабо выраженной расчлененностью юго-восточного Розточа.

Если принять условно два класса наивысших величин показателя за эквивалент перерасчлененного района, а два класса наименьших величин за эквивалент недорасчлененного района, то содержание картографической картины можно вкратце изложить следующим образом:

Недорасчлененные районы представляют собой главным образом, вогнутые формы, положение которых предрасполагало напряжение плейстоценовых и голоценовых аккумуляционных процессов. Исключение, как выпуклая форма, составляет здесь юго-восточное Розточе, а также гряды: Городельская и Сокальская. Рельеф этих районов подвергся исключительному запозданию, прежде всего вследствие сильной проницаемости субстрата.

Перерасчлененные районы представляют собой, как правило, плоскогорья, на которых эрозия приобрела наибольшие эффекты вблизи больших речных долин.

Карта показателя расчлененности представляет некоторые закономерности и некоторые аномалии, которые требуют выяснения. Кажется, что она может составлять дополнение карты относительных высот (те же исходные данные) и служить совместно с ней, как один из критериев физиографической регионализации.

---

## R É S U M É

L'essai d'une nouvelle conception du domaine de morphométrie est basé sur les principes suivants:

Ce sont les hauteurs relatives qui passent pour exposant de relief du terrain. La notion d'un „fort relief” n'est pourtant pas précise. Les dénivellations qui, dans le terrain de montagne, peuvent être considérées pour faibles, seront appelées grandes sur la plaine, parce que les hauteurs relatives augmentent, en général, avec les élévations au dessus du niveau de la mer. Leurs valeurs, aussi bien grandes sur la basse plaine que petites dans les montagnes, sont, en certain sens, une anomalie géographique qui fait une exception de la règle.

Comme suite à ce fait, nous introduisons la notion de l'indice de relief. Par cette dénomination nous définissons le quotient de la hauteur relative et absolue d'une surface fondamentale donnée. La hauteur maximale de la surface étant marquée par la lettre  $a$  et la hauteur minimale — par la lettre  $b$ , sa hauteur relative égalera  $a-b$ ; par contre, pour la hauteur absolue moyenne nous admettons  $\frac{a+b}{2}$ , d'où vient la formule  $\frac{2(a-b)}{a+b}$  pour l'indice de relief.

Cette formule a été appliquée à calculer l'indice de relief de la voïvodie de Lublin. Les hauteurs maximales et minimales pour les surfaces hexagonales fondamentales à 10 km<sup>2</sup> ont été prises du travail en manuscrit d'Hélène Strojna, intitulé „Hauteurs relatives de la voïvodie de Lublin”<sup>1</sup>, l'auteur les ayant lues de la carte topographique 1 : 100 000.

La fig. 1 présente la carte de l'indice de relief de la voïvodie de Lublin, basée sur la formule citée plus haut; la fig. 2 — la carte des hauteurs relatives de ce terrain. C'est la modification de la carte élaborée par H. Strojna<sup>2</sup>.

L'image de l'indice diffère beaucoup de la carte hypsométrique, moins pourtant elle diffère de celle des hauteurs relatives. Naturellement le contraste entre la partie basse du nord et la partie élevée du sud de la voïvodie a été adouci. Les valeurs extrêmes ont changé de place. Le relief maximum n'apparaît pas à Roztocze, mais dans la partie basse de la vallée de Bystra, affluent de la Vistule. La brèche de Bug en Podlachie, actuellement hors des limites de la voïvodie (à NE), a des valeurs pas moindres que celles de Roztocze. Il faut attirer une attention particulière au contraste entre Roztocze de Szczebrzeszyn fortement entaillé et Roztocze SE, qui est entaillé faiblement.

Si nous admettions conventionnellement deux classes des valeurs maximales pour correspondant du terrain sursculpté, deux classes minimales étant considérées comme celui du terrain sousculpté, le contenu de l'image cartographique pourrait être résumé comme suit:

Les terrains sousculptés ce sont, pour la plupart, les formes concaves, dont la position était prédisposée par l'intensité des processus d'accumulation de pléistocène et d'holocène. Une exception, forme convexe, en est la partie SE de Roztocze, ainsi que les plates-bandes de Ho-

<sup>1</sup> Le travail d'H. Strojna a été effectué en 1950 dans l'Institut de Géographie de l'Université M. Curie-Skłodowska sous la direction du prof. F. Uhorszak.

<sup>2</sup> La carte isarithmique (en couleurs) d'H. Strojna a l'échelle 1 : 300 000; les valeurs y sont divisées en 12 classes.

rodło et de Sokal. L'entaille de ces terrains est remarquablement retardée surtout en résultat d'une forte perméabilité du substrat.

Les terrains sursculptés ce sont, en règle, les plateaux où l'érosion a atteint les effets les plus grands à proximité de grandes vallées fluviales.

La carte de l'indice de relief souligne certaines régularités et certaines anomalies qu'il faut expliquer. Il paraît qu'elle puisse être un complément à la carte des hauteurs relatives (les données initiales étant identiques) et servir avec elle en tant qu'un des critères de régionalisation physiographique.





ANNALES  
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA  
LUBLIN — POLONIA

VOL. XVIII, 6

SECTIO B

1963

---

Z Zakładu Geografii Fizycznej UMCS  
Kierownik: prof. dr Adam Malicki

Stacja Naukowa w Równi, pow. Ustrzyki Dolne.

Doniesienie Nr 6.

Andrzej HENKIEL, Kazimierz PEKALA

**Z geomorfologii doliny Stupnicy**

**К вопросу о геоморфологии долины Ступницы**

**Géomorphologie de la vallée de la Stupnica**

Od szeregu lat prowadzone są w Karpatach fliszowych badania nad formami rzecznych teras i stratygrafią utworów aluwialnych. Badania te skoncentrowane były głównie w Beskidach Zachodnich (dolina Dunajca), jednak i w odcinku wschodnim terasy rzeczne, zwłaszcza Sanu i Wisłoki były przedmiotem wielu opracowań. Już w okresie 1920—39 dzięki pracom Pawłowskiego (9), Klimaszewskiego (7 i 8) i H. Teisseyra (11) ustalona została w ogólnych zarysach chronologia teras tych dorzeczy i przyległej części przedgórza.

W ostatnich latach Starkel (3 i 10) opracował systemy terasowe górnego odcinka doliny Sanu i odtworzył fazy jej rozwoju w okresie plejstoceniowym. Badania Starkla dotyczyły także zagadnienia rozwoju rzeźby doliny Sanu poniżej Przemyśla w holocenie.

W dorzeczu Dniestru pracują geomorfologowie radzieccy z Cysiem (2), Ałfieriewem (1) i Hofszteinem (6) na czele. Prace ich mają charakter bardzo ogólny i opierają się na innych nieco kryteriach. Wyniki tych autorów są trudne do powiązania i porównania z danymi dotyczącymi rzek zlewniska Bałtyku.

Część dorzecza Dniestru znajdująca się w granicach Polski była przedmiotem zainteresowań lubelskiego ośrodka geograficznego. Opracowanie teras doliny Strwiąża (5) wykazało dość znaczne różnice rozwoju rzeźby w czwartorzędzie w stosunku do doliny Sanu i uwypukliło poważne trudności w ustalaniu jednolitej chronologii dla obu dorzeczy.

Badania geomorfologiczne prowadzone równocześnie w dorzeczu Strwiąża, dolinie Sanu w okolicy Dubiecka i Krzywczy oraz w dolinie Stupnicy, prawobrzeżnego dopływu Sanu, nasunęło projekt bezpośredniego powiązania i porównania systemów terasowych obu dorzeczy. W tym celu rozpoczęto w 1963 roku systematyczne kartowanie teras doliny Stupnicy oraz studia nad ich wiekiem i genezą. Dolina Stupnicy posiada dobrze rozwinięty system teras. Jej odcinek źródłowy znajduje się blisko europejskiego działu wodnego, a terasy łączą się z terasami Sanu. Budowa geologiczna wykazuje duże podobieństwa z dorzeczem Strwiąża. Podobieństwa te wyrażone są w wykształceniu litologicznym i stylu tektonicznym podłoża. Z drugiej strony, obszary skartowane geomorfologicznie w dorzeczu górnego Sanu i w dorzeczu Strwiąża wraz z doliną Stupnicy i doliną Sanu w okolicy Babic dałyby ciągły profil, od fałdów jednostki dukielskiej, poprzez centralną depresję karpacką i jednostkę skolską do tektonicznego brzegu Karpat. Umożliwiłoby to pełniejszą analizę zależności rzeźby od budowy geologicznej.

W rzeźbie wierzchowin i działów wodnych pomiędzy dopływami Stupnicy, badania terenowe i analiza mapy topograficznej pozwoliły wyróżnić trzy zasadnicze poziomy spłaszczeń:

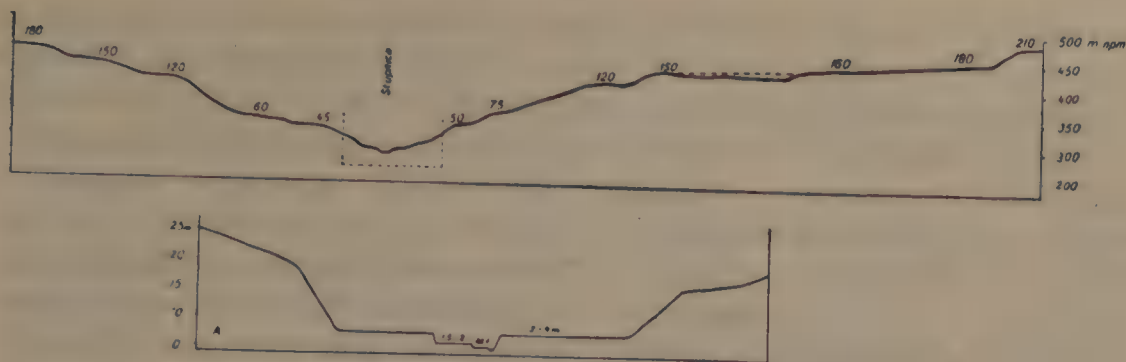
- 1) wierzchowinę,
- 2) pedyment,
- 3) wysoki poziom erozyjny.

Wierzchowina tworzy wyraźne, duże płaty spłaszczeń o wymiarach często rzędu paru kilometrów długości i kilkuset metrów do 1,5 km szerokości. Fragmenty jej są poziome i mimo braku ostrych załomów wyraźnie kontrastują z rzeźbą zboczy doliny. Wysokość bezwzględna wierzchowiny stopniowo wzrasta od ujścia Stupnicy do Sanu w kierunku południowym i wynosi w okolicach Bachowa 380—410 m n.p.m., koło Sufczyń 430—460 m n.p.m., między Birczą, Łomną i Kuźminą 470—520 m. Fragmenty wierzchowiny najlepiej zachowały się na utworach serii inoceramowej i piaskowcach skorupowych warstw środkowo krosieńskich. Nad generalną powierzchnią wierzchowinową występują twardzielcowe ostańce, których wysokości bezwzględne kształtują się od 450—470 m w rejonie Tarnawki, Bachowa, do 500 m koło Korzeńca i 580—600 m w okolicach Leszczawki i Kuźminy.

Poziom wierzchowinowy w stosunku do poziomu rzeki Sanu i doliny Stupnicy w odcinku ujściowym posiada wysokość względną 220 m.

Poniżej wierzchowiny zaznaczają się bardzo rozległe i wyraźne spłaszczenia (ryc. 1), o charakterystycznych cechach morfologicznych. Zaczynają się albo stopniem wysokości od kilkunastu do 40 m wysokości oddzielającym je od powierzchni wierzchowiny, albo bez żadnego przej-





Ryc. 1. Profile poprzeczne środkowego odcinka doliny Stupnicy  
 Profils transversaux du secteur central de la vallée de Stupnica

ścia, niewyraźnym tylko załomem. Spłaszczenia te szerokimi pierścieniami otaczają zachowane płyty wierzchowiny. Posiadają wyraźny spadek w kierunku osi sąsiednich dolin. Na skutek rozcięcia poziom ten zachował się w postaci długich (do 2 km), wąskich przypór ze spłaszczonymi grzbietami. Poziom ten od strony dolin kończy się wszędzie wyraźnym i ostrym stosunkowo stopniem. Wysokości względne w stosunku do dna doliny Stupnicy wynoszą od 150 do 180 m. Wysokości bezwzględne wzrastają od 340—380 (San), 420—450 (wzgórze Olszy), do 480—520 m w okolicach Kuźminy. Poziom ten posiada silnie wyrażone cechy morfologiczne pedymentu i jest identyczny z opisanym z dorzecza Strwiąża poziomem 480—540 m n.p.m. (4).

Oddzielone 20—30-metrowym stopniem, od opisanego powyżej pedymentu, znajdują się poziome, małe fragmenty spłaszczenia, które występuje powszechnie na obu zboczach doliny Stupnicy i Sanu w stałej wysokości względnej około 120 m. Poziom ten ma swoje odpowiedniki w dolinie Sanu w okolicy Leska i w dorzeczu Strwiąża. Cechą wyróżniającą te spłaszczenia od poziomów wierzchowiny i pedymentu jest brak nachylenia w kierunku osi dolin i stosunkowo częste występowanie na nim rzecznych żwirów. Najbliższym punktem występowania żwirów tego poziomu w dolinie Sanu jest ostroga Słonnego, gdzie na spłaszczeniu wysokości bezwzględnej 348 m stwierdzili istnienie żwirów Klimaszewski (7) i Wdowiarz (12). W dolinie Stupnicy odnaleziono słabo otoczone i skrzemieniałe żwiry rzeczne na prawym zboczu we wsi Sufczyzna (380 m n.p.m.) i na Korzenicy (394 m n.p.m.). Wszystko przemawia za erozyjnym pochodzeniem omawianej formy.

Klimaszewski (7) uważa poziom wierzchowinowy za odpowiednik poziomu śródgórskiego z Karpat Zachodnich, natomiast poziomy pedymentu i wysokiej terasy erozyjnej traktuje łącznie jako poziom pogórski. Dziewański i Starkel (3) opisali poziomy 100 i 200 m

wysokości względnej z okolicy Soliny i Zwierzynia porównując je analogicznie z formami doliny Dunajca. Natomiast ostatnio, w referacie na sympozjum poświęconym geomorfologii Karpat Starkel wyraził pogląd, że poziomowi śródgórskiemu odpowiadają zrównane fragmenty grzbietów o wysokości względnej 350—400 m; poziomem pogórskim wieku pontyjskiego jest poziom 220-metrowy, pedymnt datuje on na lewant, a dla terasy erozyjnej 100-metrowej uważa za możliwy do przyjęcia wiek zimnej fazy klimatycznej Günz. Odpowiednie zrównania w dorzeczu Strwiąża Henkiel (5) opisał jako poziom śródgórski (220 m wysokości względnej) i dwustopniowy poziom pogórski powstały w dwu fazach klimatycznych (suchej i wilgotnej) dolnego pliocenu.

Mimo poważnych różnic w genetycznej interpretacji i datowaniu, nie ulega najmniejszej wątpliwości, że we wszystkich przypadkach mamy do czynienia z tymi samymi formami. Poziomy te w okolicy Soliny, w dorzeczu Strwiąża, w dolinie Stupnicy i w okolicy Babic odpowiadają sobie dokładnie, mają więc wspólną genezę i wiek. Datując trzy opisane wyżej poziomy ogólnie na okres trzeciorzędowy, uważamy równocześnie, że bliższe precyzowanie tej kwestii w świetle danych uzyskanych z badań terenowych oraz z literatury jest obecnie przedwczesne.

Cechy wspólne z formami wierzchowin i działów wodnych wykazuje jeszcze szereg form spłaszczeniowych związanych ze zboczami doliny. W przeciwieństwie do ostro zarysowanych powierzchni i krawędzi teras w obrębie dna doliny, brak na zboczach wyraźnie poziomych fragmentów. Złagodzenie przez procesy denudacyjne wszelkich załomów, a nawet stopniowe przechodzenie jednych form w drugie, oraz wspólny płaszcz gliniastych i pylastych utworów stokowych, często całkowicie maskuje relief.

Wydzielono trzy terasy (spłaszczenia stokowe):

1) Terasa 40—80 m — forma dość wyraźnie zaznaczająca się w okolicy Birczy i w odcinku ujściowym Stupnicy. Jej wysokość względna, podobnie jak wysokość terasy erozyjnej maleje w dół rzeki. Posiada odpowiednik w dorzeczu Strwiąża (5), gdzie została uznana za poziom preglacjalny. Z powodu braku odsłonieć nie analizowano jej budowy. Jednak w sąsiednim odcinku doliny Sanu Klimaszewski i Wdowiarz (7 i 12) znaczą liczne żwirowiska rzeczne na wysokościach od 45 do 65 m nad poziom koryta. Klimaszewski (8) uważa tę formę za terasę zlodowacenia krakowskiego, co dokumentuje związkiem z utworami fluwioglacjalnymi przedgórze. Nie udało się stwierdzić, czy terasa ta wiąże się bezpośrednio z terasą 40—80 m doliny Stupnicy.

2) Terasa 30—50 m — nieliczne jej fragmenty występują w Bachowie, Brzusce i w okolicach Birczy. W Bachowie nisze osuwiskowe

odslaniają wewnętrzną budowę tej terasy (ryc. 2). Na cokole skalnym (seria menilitowa z przewagą piaskowców kliwskich) leży utwór osuwiskowy złożony z glin i pakietów skalnych. W glinach obok materiału gruzowego często spotyka się duże, silnie zwiertzałe i dobrze otoczone żwiry. W stropie tej serii znajduje się poziom wytrąceń manganowo żelazistych. W sąsiedniej odkrywce, stratygraficznie powyżej utworu osuwiskowego, zalega 2-metrowa warstwa dobrze otoczonego żwiru rzeczno-warstwowanego z piaskami. Żwiry wykazują ślady wietrzenia (otoczki). Nad żwirami leży gruby kompleks warstwowanych glin piaszczysto-pylastych i mułków z 20 cm wkładką grubych piasków. Piaski są poziomo laminowane, zawierają drobny, zwiertzały gruz i otoczaki.

Cała seria glin ze żwirami w spągu może odpowiadać terasie 22 m Babc (7, 8, 11) ze względu na podobną wysokość położenia spągu nad poziomem Sanu (16 m). Żwiry występujące w serii osuwiskowej mogą pochodzić ze znajdującego się wyżej wyraźnego spłaszczenia 40—45 m, które odpowiada terasie 60—80 m Birczy.



Ryc. 2. Budowa geologiczna poziomów 35 i 45 m w Bachowie: 1 — cokół skalny — piaskowce kliwskie, 2 — materiał osuwiskowy (gliny, pakiety skalne, pojedyncze otoczaki), 3 — żwir rzeczny, 4 — warstwowane gliny z piaskami, 5 — gruzowa pokrywa soliflukcyjna, 6 — żółte pylaste gliny

Structure géologique des niveaux 35 et 45 m à Bachów: 1 — socle de roche — grès „kliwski”, 2 — matériel d’éboulement (argiles, paquets de roche, galets singuliers), 3 — gravier fluvial, 4 — argiles stratifiées avec le sable, 5 — couverture de débris de solifluxion, 6 — argiles limoneuses jaunes

3) Krawędź oddzielająca zbocza doliny od dna, zaznacza się jako terasa stopniowo obniżająca się od 20 do 14 metrów wysokości względnej w górę doliny Stupnicy. Budują ją gliny pokrywowe, czasem z pojedynczymi żwirami, leżące na cokole skalnym. Forma ta ma wygląd świeży i wskazuje na niedawne podcinanie przez wody powodziowe (ryc. 3).



Dno doliny Stupnicy budują trzy dobrze wykształcone terasy:

terasa 0,5—1,0 m,

terasa 1,5—2,0 m,

terasa 3,0—4,5 m.

Najwyższa, 3—4,5-metrowa, zajmuje całą powierzchnię dna doliny w odcinku ujściowym. Aż do Birczy, mimo że stopniowo coraz większe powierzchnie zbudowane są z terasy 2-metrowej, terasa wyższa jest głównym elementem rzeźby dna. Jeszcze w Starej Birczy spotyka się jej liczne fragmenty. Terasa ta ma powierzchnie zupełnie płaską i buduje szerokie, równe dno doliny, oddzielone ostrym załomem od zboczy. W bezpośrednim sąsiedztwie stoku jest nieznacznie podwyższona. Na zakolach rzeka intensywnie podcina terasę, jednak proces ten nie jest jeszcze zbyt daleko zaawansowany. Na powierzchni terasy nie stwierdzono żadnych śladów starorzeczy.

Budowa geologiczna terasy 3—4,5 m jest jednolita, na całej przestrzeni występują następujące serie osadów:



Ryc. 3. Bircza. Dno doliny zbudowane z terasy 1,5—2 m, krawędź terasy 25 m i terasa 50 m wys. wzgl.

Bircza. Fond de vallée formé de la terrasse 1,5—2 m, bordure de la terrasse 25 m et terrasse 50 m hauteur relative

a) brunatne mady piaszczysto-pylaste z wkładkami i soczewkami żwirów (ze skorupami garnków);

b) seria warstwowanych glin, mułków i piasków, czasem z wkładkami drobnego żwiru. Frakcja gruba dominuje w spągowej części utworu;

c) niebieskie iły piaszczyste w zmiennych proporcjach przewarstwione z grubym, słabo otoczonym żwirem. Żwir w stropie utworu jest często zwietrzały. Stale występuje tu wkładka piaszczysta związana z poziomem wytrąceń manganowo-żelazistych. Iły ze żwirami odsłonięte są w korycie do 2,5 m poniżej poziomu (średniego) wody.

Stupnica rozcinająca terasę 3—4,5 m posiada charakterystyczne, głęboko wcięte koryto. Brak jest kamieńców i woda płynie spokojnie. Mimo to występują często głębokie do 2 i więcej metrów kotły eworsyjne wycięte przy wysokich stanach wody w spągowym utworze (niebieskie iły ze żwirami) terasy 3—4,5-metrowej. Spąg serii akumulacyjnej tej terasy nie jest odsłonięty i nie jest znana głębokość skalnego dna doliny, z wyjątkiem 0,5 km odcinka przy ujściu potoku Brzuska, gdzie seria akumulacyjna terasy jest skrócona i leży na cokole skalnym z warstw krośnieńskich. Są to margle i cienko uławiczone piaskowce z wkładkami silnie spękanych piaskowców skorupowych. Terasa opisywana posiada tutaj profil następujący:

0—100 gliny stropowe,

100—105 wkładka piasków i glin z drobnym żwirem,

105—150 warstwowane piaski i gliny,

150—200 żwiry rzeczne  $\phi$  5 do 10 cm,

200 orsztyń i wkładki ciemnoszarego piasku,

200—250 żwiry rzeczne  $\phi$  10 do 35 cm w spągu,

250—350 cokół skalny — mułowiec barwy sinoniebieskiej.

Dno koryta na tym odcinku jest skalne, pozbawione żwirowiska. Kotły eworsyjne występują tu także, są wycięte w bardziej marglistych lub silniej spękanych warstwach skalnych. Koryto Brzuski też jest wcięte w utwory podłoża. W pobliżu ujścia, na 1-metrowym cokole gruboławicowego piaskowca leży 0,5-metrowa warstwa grubego żwiru, w którym znaleziono kawałek żelaza (ułamek klingi noża?) oraz 1 m żwiru rozsianego w piaszczystej glinie, zawierającego skorupy garnków i otoczone okruchy cegieł. Terasa ta ma przy ujściu Brzuski 3,5 m wysokości. Po drugiej (prawej) stronie potoku znajduje się fragment 2-metrowej terasy bez cokołu, a dno koryta Stupnicy tworzy tu głęboki kocioł. Około 200 m powyżej ujścia Brzuski terasa 3—4 m posiada znów profil taki sam jak w odcinku dolnym, a koryto nawet w najgłębszych miejscach nie rozcina do spągu niebieskich iłów ze żwirami. Żwiry w stropie tego utworu są tu silnie zwietrzałe i mają wyraźne otoczki.

Trzeba dodać, że utwór ilasty ze żwirami bardzo przypomina serię znaną z dorzecza Strwiąża w spągu terasy bałtyckiej (Łodyna) i holocenińskiej (Równia, Liskowate, Kopalnia Łodyna — cokół bałtycki nadbudowany holocenem). Iły te są interpretowane jako deluwia starszej fazy zlodowacenia bałtyckiego\*.

Terasa 1,5—2 m podobnie jak 3—4,5-metrowa zajmuje dość znaczną część dna doliny w odcinku środkowym i dominuje w górnym. Cechą charakterystyczną jest występowanie na jej powierzchni licznych starorzeczy w różnych stadiach rozwoju. Jest ona silnie niszczona przez wody wysokich stanów (roztopy, intensywne opady). Po opadach czerwcowych 1962 roku, w miejscowości Sufczyzna, na odcinku 50 m koryto rzeki przesunęło się 1,5—2 m. Terasa ta bywa zalewana przez wody powodziowe.

Budowa geologiczna terasy na całej długości doliny jest jednolita, spotykamy tam następujące poziomy:

- a) pylaste mady o zabarwieniu ciemnoszarym z brązowymi plamami,
- b) poziom grubych żwirów, który miejscami tworzy soczewki miąższości do 0,8 m (żwiry są dobrze otoczone  $\phi$  do 10 cm),
- c) seria piasków warstwowych barwy ciemnoszarej zawierające szczątki organiczne,
- d) żwiry spągowe i piaski,  $\phi$  żwirów do 30 cm.

Budowa geologiczna (ryc. 4) tej terasy wskazuje na istnienie dwu faz akumulacji korytowej i dwu powodziowej, przy czym gliny stropowe są współczesnym osadem powodziowym. Terasa 1,5—2 m Stupnicy jedynie w miejscowości Brzuska na krótkim odcinku w pobliżu wodowskazu zalega na cokole skalnym.

Terasa ta jest identyczna z terasą niską doliny Strwiąża (5). W profilu zaznaczają się te same serie akumulacyjne. W dolinie Strwiąża na podstawie dobrych odsłonień kontaktu z terasą bałtycką dolne żwiry terasy niskiej zostały datowane na młodszy Dryas, piaski na okres atlantycki, a żwiry i pokrywa pylastych mad odpowiadają chronologicznie antropogenicznej denudacji stoków.

Terasa 0,5—1,0 m tworzy się w wyniku niszczenia terasy 1,5—2 m. Zajmuje ona bardzo niewielkie przestrzenie na ostrogach meandrów. Większe jej płyty występują na odcinkach: Leszczawa—Bircza i Brzuska—Bachów. Budują ją czarne torfiaste mady ze żwirami. Zachowuje liczne ślady starszych koryt.

W wyniku przeprowadzonych w 1963 roku badań terenowych nasywa się cały szereg problemów wymagających dalszych, dokładnych studiów. Obserwacje wyższych poziomów zrównań i pomiary ich nachyleń

---

\* A. Henkiel — materiały nie publikowane.





Ryc. 4. Sufczyzna. Terasa 1,5—2 m doliny Stupnicy  
Sufczyzna. Terrasse 1,5—2 m de la vallée de Stupnica

sugerują przypuszczenie, że poziomy te były przynajmniej kilkakrotnie zaburzone i wychylone z pierwotnego położenia. Osią maksymalnych obniżień była prawdopodobnie dolina Sanu. Dalsze pomiary mogą przynieść dokładne dane liczbowe i ustalić chronologię względną tych ruchów. Przyszłe badania pozwolą stwierdzić, czy były to wielkopromienne fałdowania, czy też, przynajmniej w części, dyslokacje nieciągłe.

Analiza budowy geologicznej teras zboczowych stwarza możliwości postawienia granicy pomiędzy formami trzeciorzędowymi, a czwartorzędowymi doliny oraz ustalenie stratygrafii starszego plejstocenu. W tym celu należy się zająć analizą pokrywających je utworów stokowych oraz rozszerzyć badania na przyległą część doliny Sanu. W celu stwierdzenia ewentualnej dwudzielności pokryw konieczne będzie podjęcie szeroko zakrojonych prac laboratoryjnych. Serie żwirowe odsłonięte w Bachowie, żwiry z poziomu 120 m oraz żwiry teras dennych trzeba będzie poddać analizie petrograficznej i morfometrycznej. Kluczem do rozwiązania problemu niższych teras zboczowych może się okazać profil w Babicach nad Sanem, gdzie stwierdzono pod wspólną pokrywą utworów pylastych dwie akumulacyjne serie rzeczne: jedną

na cokole skalnym 16 m (odpowiednik Bachowa), a drugą zawierającą utwory organogeniczne na cokole 1,5 m. Przeprowadzenie analizy palynologicznej profilu Babic stworzy punkt wyjściowy do datowania teras tego odcinka doliny Sanu i doliny Stupnicy.

Dla problemu teras dennych kluczowym zagadnieniem staje się określenie wieku terasy 3—4,5 m, genezy jej spągowych żwirów i ilów oraz sprawa zrównania jej powierzchni i rozprzestrzenienia głównie w dolnym odcinku doliny. Jest to zagadnienie tym bardziej interesujące, że terasa 6—8 m doliny Strwiąża nie wykazuje podobieństw w budowie z doliną Stupnicy mimo identycznego wykształcenia w obu dorzeczach teras bezpośrednio niższych (5). Planowane analizy petrograficzne i morfometryczne żwirów teras dennych i koryta dostarczą materiał, który umożliwi lepsze porównanie form i budujących je utworów. Niezależnie od tego osobne zagadnienie przedstawia występowanie na niektórych odcinkach dna doliny Stupnicy cokołów skalnych. Już na podstawie dotychczasowych obserwacji można stwierdzić, że zjawisko to nie jest związane z odpornością skał. Wyjaśnienia tego zjawiska należy szukać raczej w procesie epigenezy względnie w młodych ruchach tektonicznych. Dotychczasowy materiał obserwacyjny przemawia bardziej na korzyść hipotezy niedawnego wypiętrzenia.

#### LITERATURA

1. А́лфиев Г. П.: Некотoryje соображения о молодых дви́жениях Карпат. Tr. Lwowskogo Gieoł. Obszcz., Wyp. 1, Lwów 1948.
2. Cyś P. N.: Некотoryje особиенности развития долинных систем советских Карпат. Изв. Вс. Геогр. Obszcz., t. LXXXIX, z. 1, Moskwa—Leningrad 1957.
3. Dziewański J., Starkel L.: Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyńiem w czwartorzędzie (The Quaternary San Valley between Solina and Zwierzyń). Prace Geograficzne IG PAN, nr 36, Warszawa 1962.
4. Henkiel A.: Geomorfologia strefy europejskiego działu wodnego pomiędzy dorzeczami Sanu i Strwiąża (Géomorphologie de la ligne de partage entre les bassins fluviaux de San et de Strwiąż). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sec. B, vol. XVI, 4, Lublin 1962, ss. 97—115.
5. Henkiel A.: Terasy doliny Strwiąża (Terrasses de la vallée du haut Strwiąż). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sec. B, vol. XVII, 4, Lublin 1963, ss. 118—148.
6. Hofsztein I. D.: Pieriestrojka rzecznoј sieci i terrasy w karpackoj czasti doliny Dniestra. Изв. АН СССР, sier. геогр., r. 1961, z. 1, Moskwa 1961.
7. Klimaszewski M.: Z morfologii doliny Sanu między Leskiem a Przemyślem (Zur Morphologie des Santaless zwischen Lesko und Przemyśl). Przegl. Geogr., t. XVI, Warszawa 1937, ss. 107—128.
8. Klimaszewski M.: Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. Prace Wrocł. Tow. Nauk., sekcja B, nr 7, Wrocław 1948.
9. Pawłowski S.: O terasach w dolinie Wisłoki. Pokłosie Geograficzne, Lwów 1925.

10. Starkel L.: Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie (The development of the flysh Carpathians Relief during the Holocene). Prace Geograficzne IG PAN, nr 22, Warszawa 1960.
11. Teisseyre H.: Czwartorzęd na przedgórzu arkuszy Sambor i Dobromil. Rocznik PTGeol., t. XIII, Kraków 1937, ss. 31—66.
12. Wdowiarz J.: Budowa geologiczna Karpat w okolicy Dubiecka i Krzywczy (Geological structure of the Carpathians in the Region of Dubiecko and Krzywczza near Przemyśl). PiG, Biul., nr 33, Warszawa 1948.
13. Wiśniowski J.: Tekst do Atlasu Geologicznego Galicji, z. XXI, ark. Dobromil, Kraków 1908.

### РЕЗЮМЕ

В рельефе возвышений и водоразделов бассейна Ступницы выделены три поверхности выравнивания: возвышенность, педимент и высокий эрозионный уровень. Наблюдения и измерения этих горизонтов приводят к мысли, что эти уровни по крайней мере несколько раз, разрушались и отклонялись от первоначального положения. Ось максимальных снижений проходила, вероятно, вдоль долины Сана. Дальнейшие исследования позволяют установить, были ли это великорadiaльные складчатости или частично прерывистые дислокации.

Долина Ступницы имеет три склоновые террасы, относительная высота которых составляет: 40—80 м, 30—50 м и 14—20 м. Эти террасы переходят постепенно друг в друга и обладают общим покровом, возникшим из глинистых и пылевых стоковых образований. Край террасы высотой в 14—20 м отделяет склоны долины от ее дна. Анализ геологического строения террас создает возможность для определения границы между третичными и четвертичными формами, а также для установления стратиграфии старшего плейстоцена.

Дно долины составляют три хорошо сформированные террасы:

1. Терраса 0,5—1,0 м построена из черных торфянистых мад с гравием. На ее поверхности находятся многочисленные следы старого русла.

2. Терраса 1,5—2,0 м занимает значительную часть долины. Геологическое строение этой террасы обнаруживает существование двух фаз аккумуляции как русловой, так и двух фаз заливной аккумуляции. В местности Бжуска эта терраса на небольшом участке имеет эрозионный цоколь.

3. Терраса 3—4,5 м представляет собой главный элемент рельефа дна долины. Геологическое строение террасы одинаково на



всей территории, лишь только в местности Бжуска выступает эрозионный цоколь.

Наличие эрозийных цоколей в пределах дна долины представляет собой особый вопрос. Это явление не связано с устойчивостью пород. Разрешение этого вопроса следует искать в области процессов эпигенеза либо в молодых тектонических движениях.

Целью дальнейших исследований будет точное изучение морфологии долины Ступницы вместе с участком долины Сана между Дыновом и Бабицами, а также сравнение морфологии бассейна Стрвионжа с морфологией верхнего бассейна Сана.

### R É S U M É

L'étude présente les premiers résultats des recherches effectuées en 1963 sur les terrasses de la vallée de la Stupnica, affluent de rive droite du San. Pour le relief des hauts niveaux et des lignes de partage d'eaux du bassin de la Stupnica, trois types essentiels de niveaux ont été distingués: le haut niveau, le pédiment et le haut niveau d'érosion. Les observations et les mesurages de ces niveaux indiquent que ceux-ci avaient été, à plusieurs reprises, disloqués et dérangés de leur disposition originelle. La vallée du San était, probablement, l'axe des abaissements maxima. Des études poussées plus loin et suivies permettront de constater si ces dislocations avaient le caractère de plissements à longs rayons ou bien, partiellement, celui de dislocations discontinues.

La vallée de la Stupnica a trois terrasses de versant à altitudes relatives: 40—80 m, 30—50 m et 14—20 m. Ces terrasses transgressent graduellement l'une dans l'autre et sont recouvertes par un commun manteau de talus, composé de formations de pente argileuses et poussiéreuses. La bordure de la terrasse de 14—20 m sépare les versants de la vallée de son fond. L'analyse de la structure géologique des terrasses de versants permet de délimiter les formes du Tertiaire et celles du Quaternaire, ainsi que de déterminer la stratigraphie du Pléistocène ancien.

Trois terrasses bien évoluées forment le fond de la vallée:

1° la terrasse de 0,5 m — 1,0 m est construite de boues tourbeuses noires avec graviers. Sur sa surface, il y a de nombreuses traces d'anciens délaissés de la rivière.

2° la terrasse de 1,5 m — 2,0 m occupe une partie importante du fond de la vallée. La structure géologique de cette terrasse démontre la présence de deux périodes d'accumulation par le lit de la rivière,

et de deux autres dues aux crues d'inondations. Sur un court secteur dans la localité de Brzuska, la terrasse possède un socle d'érosion.

3° la terrasse de 3 m — 4,5 m présente l'élément principal du relief du fond de la vallée. Sa structure géologique est uniforme sur toute son étendue, le socle d'érosion apparaît uniquement à Brzuska.

L'existence de socles d'érosion au fond de la vallée présente un problème à part. Ce phénomène ne semble pas être lié à la résistance des roches. Il y a lieu plutôt de chercher la solution de ce problème dans les processus de l'épigenèse, ou bien dans les mouvements tectoniques jeunes.

Les recherches continuées à présent ont pour objet d'approfondir la connaissance de la morphologie de la vallée de la Stupnica et du secteur de la vallée du San entre Dynów et Babice, et d'établir une comparaison entre les formes du Strwiąż (5) et celles du haut San.





ANNALES  
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE - SKŁODOWSKA  
LUBLIN — POLONIA

VOL. XVIII, 7

SECTIO B

1963

Z Zakładu Geografii Fizycznej UMCS  
Kierownik: prof. dr Adam Malicki

Stefan NAKONIECZNY

**Rzeźba krasowa podłoża torfowiska Dubeczno**

**Карстовый рельеф основания торфяника „Дубечно”.**

**The Karst Relief of Dubeczno Peat Substratum**

WSTĘP

W rozległym kompleksie torfowisk Polesia Lubelskiego torfowisko Dubeczno należy do jednego z największych. Pod względem zaś miąższości utworów organicznych zajmuje ono zdecydowanie pierwsze miejsce wśród torfowisk tego obszaru. Powierzchnia wynosi 518 ha, maksymalna głębokość 18,95 m. Wielkość torfowiska skłoniła zainteresowane czynniki do wykonania szczegółowej dokumentacji kategorii „B”.

Udostępnione mi przez Oddział Wodnych Melioracji PWRN w Lublinie materiały dokumentacyjne zawierają m. in. plan hipsometryczny dna misy torfowej (poziomice co 0,5 m) sporządzony na podstawie 685 punktów sondowań rozmieszczonych w sieci 100 × 100 m zaniwelowanych uprzednio i nawiązanych do sieci triangulacyjnej. Plan hipsometrii podłoża torfowiska Dubeczno w podziałce 1 : 5 000 przedstawia ciekawy obraz form wskazujący nie tylko na ich krasową genezę, lecz pozwalający na wydzielenie dwu zasadniczych typów form wytworzonych przez odmiennie ukierunkowane procesy krasowe. To zróżnicowanie form w obrębie jednej, większej, dawnej misy jeziornej, wypełnionej obecnie utworami organicznymi, wyraźnie kontrastuje na tle pojedynczych wielkich form krasowych „Jezior Łęczyńsko-Włodawskich” wg określenia T. Wilgata (9).

## POŁOŻENIE TORFOWISKA DUBECZNO

Torfowisko Dubeczno znajduje się we wschodniej części Polesia Lubelskiego i na południo-wschodnim skraju Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. Znaleźć je można pomiędzy miejscowościami Dubeczno na południu i Żdzerka na północy. W centralnej części torfowiska leży niewielkie (13,4 ha) szczątkowe Jezioro Dubeczyńskie, mylnie przedstawione na mapie jako Jez. Hańskie, na co już zwrócił uwagę T. Wilg a t (9). Przez torfowisko i jezioro przepływa z SE na NW struga bez nazwy odwadniająca ten obszar do rzeki Włodawki, lewego dopływu Bugu. Teren torfowiska ma charakter wybitnie nizinny. Ruch wody płynącej jest bardzo słabo widoczny, źródła strug wodnych jak i działy wodne są trudne do ustalenia. Deniwelacje w otoczeniu torfowiska nie przekraczają na ogół 3—4 m. Teren jest płaski, urozmaicony tylko skupieniami przewianych piasków wydmyowych, zwłaszcza na E i na N od torfowiska. Całość otaczającego terenu ma, ogólnie biorąc, lekki spadek w kierunku północnym. Kulminacje terenu 4 km na S od torfowiska wynoszą 182,0 m, w rejonie torfowiska 168,0 m, na N od badanego obszaru schodzą do 165 m n.p.m.

Równinę Polesia Lubelskiego budują w omawianym obszarze głównie margle i iły margliste morza kredowego (senon), wychodzące na powierzchnię na S od tego obszaru w formie równoleżnikowo przebiegających garbów (Wał Uhruski) przykrytych płaszczem utworów glacialnych środkowo-polskiego zlodowacenia. Ku N powierzchnia kredowych utworów zachodzi łagodnie pod utwory tegoż zlodowacenia reprezentowane przez piaski, żwiry osadzone przez wody marginalne z okresu recesji tego zlodowacenia. Miąższość tych utworów w otoczeniu torfowiska waha się w granicach od 1,0 m do kilku metrów. Utwory te cechuje duża przepuszczalność wodna, w związku z czym wody opadowe łatwo dostają się do marglistego podłoża kredowego i wywołują procesy krasowe. W wyniku tych procesów, teren otaczający torfowisko usiany jest zagłębieniami bezodpływowymi o różnych wielkościach i kształtach.

UKSZTAŁTOWANIE POZIOME I PIONOWE MISY  
TORFOWISKA DUBECZNO

Kształt ogólny torfowiska w planie jest lekko owalny o osi dłuższej, zgodnej prawie z kierunkiem południkowym. W szczegółach jednak linia brzegowa dawnego jeziora, pokrywająca się z tzw. „granicą zerową”, tj. brzegiem torfowiska, jest bardzo zróżnicowana. Od północy i wschodu w misę złoża torfowego wciskają się długie półwyspy mineralne o rozciągłości zbliżonej do kierunku południkowego. Na południu

i południo-zachodzie występują również półwyspy, lecz o kształtach mniej regularnych, nie wykazujących zdecydowanych kierunków. Niektóre z nich mają szeroką nasadę, przewężenie („szyjkę”) i są tępo zakończone jakby „główką”. Wysokość półwyspów nad powierzchnię torfowiska waha się zwykle od 0,5 do 1,0 m rzadziej sięga 1,5 m. „Szyjki” półwyspów, łączące „główki” z nasadami, są zwykle niższe. Obraz podłoża torfowego uzyskano przez wyrysowanie linii równych głębokości, otrzymane w wyniku interpolacji pomiędzy punktami sondowań. Otrzymana w ten sposób treść hipsometryczna jest stosunkowo dobrze czytelna, a jej analiza pozwoliła na dokonanie podziału całości misy torfowej na 3 wyraźnie zindywidualizowane części: północną, środkową i południową, których krótką charakterystykę podajemy niżej.

Północna, najpłytsha część misy torfowiska cechuje się najbardziej zróżnicowanym zespołem form. Formy wypukłe występują w postaci bądź regularnych kopuł, bądź też mniej lub więcej wydłużonych garbów mających w planie kształty eliptyczne. Wysokości względne form wypukłych osiągają maksymalnie 4—5 m. Te ostatnie osiągają powierzchnię torfowiska i zaznaczone są jako „wyspy mineralne”. Zasadnicze tło w rzeźbie opisywanej części misy torfowej wypełniają formy wklęsłe, charakteryzujące się rozległymi płaskimi dnami, bądź lekko nachylonymi w kierunku centralnej części zagłębienia a zakończonymi płytkimi zwykle zagłębieniami lejkowatym. Zagłębienia mają zwykle kształty wieloboków, o bokach wklęsłych, opływających niejako formy wypukłe.

Słabo wykształcone w opisywanej części misy torfowiska formy lejkowate wskazują, że odpływ wód powierzchniowych był tu mocno ograniczony. Płytkie lecz rozległe zagłębienia z jednej strony oraz zredukowane mocno rozmiary form wypukłych na dnie misy z drugiej, wskazywałyby raczej na boczne, poziome działanie procesów krasowienia, przy niewątpliwym udziale procesów denudacji. Miękkie bowiem skały podłoża łatwo ulegają zarówno chemicznemu jak i mechanicznemu niszczeniu.

2. Środkowa, najgłębsza część misy różni się zasadniczo od opisywanej wyżej. Składa się na nią 5 potężnych lejkowatych form, uszeregowanych po 2 w zachodniej i środkowej jej partii oraz pojedynczą we wschodniej partii. Największe głębokości (16 i 19 m) osiągają dwa zagłębienia środkowe, pozostałe trzy — 10 do 12 m. Zagłębienia bliźniacze stanowią w swych górnych partiach jedną formę, silnie wydłużoną w kierunku południkowym, ku dołowi zaś stopniowo rozdzielają się działową formą siodła na dwie samodzielne formy, przybierające w najgłębszych, ujściowych częściach idealnie koliste w zarysie kształty. (ryc. 1). Średnice wielkich zagłębień wahają się od 300 do 600 m. Podobne





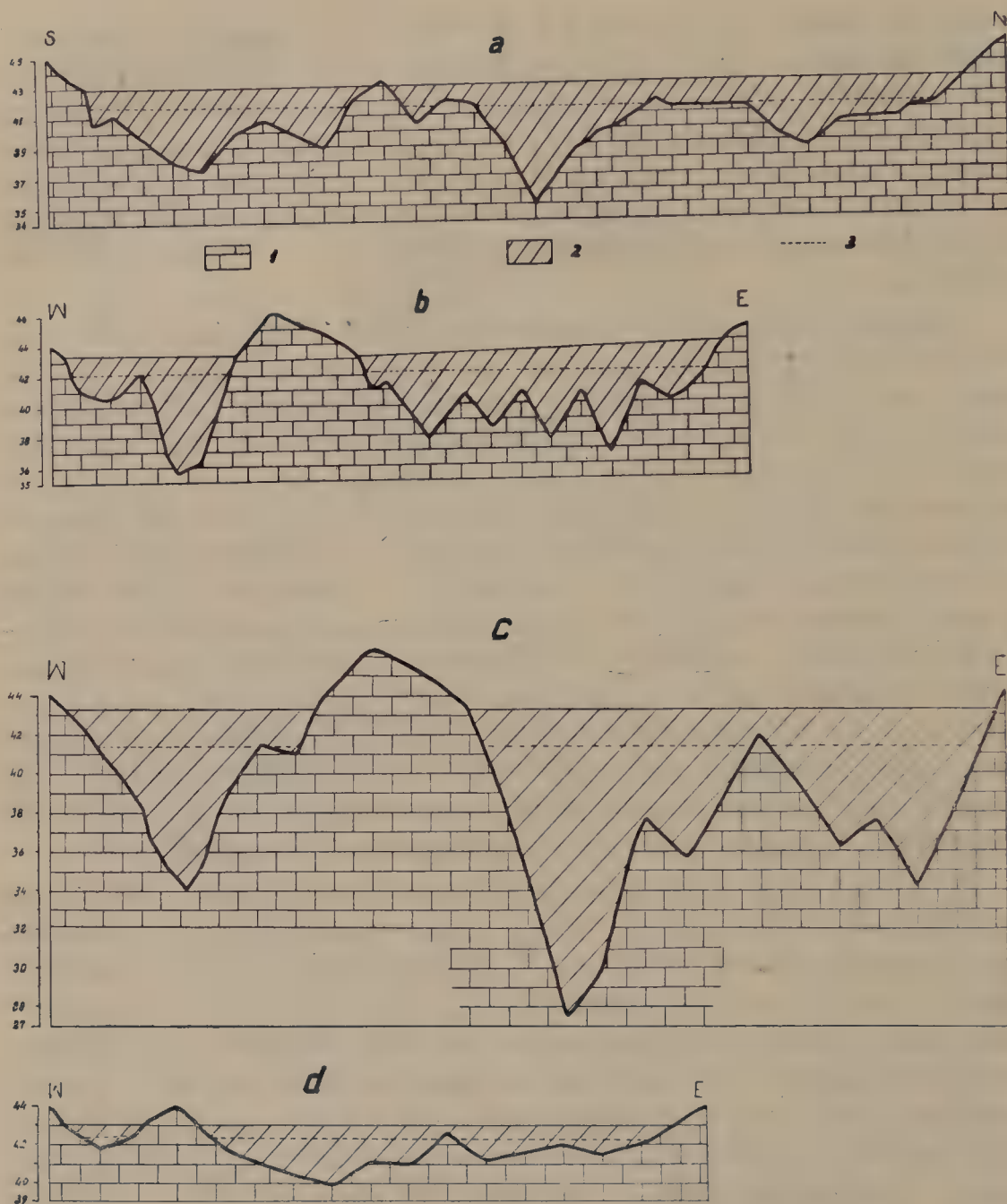
Ryc. 1. Obraz hipsometryczny centralnych lejów krasowych dna misy torfowej  
Dubeczno

A hypsometric picture of the central karst funnels of the basin bottom of Dubeczno peat

wielkości podaje J. Rzechowski dla lejów krasowych występujących na powierzchni w okolicy Krępca koło Lublina (6). Środkowa para zagłębień oddzielona jest od zachodniej pary szerokim (500 m) i długim (900 m), płaskim garbem o rozciągłości południkowej. Wysokość garbu w stosunku do dna najgłębszego leja wynosi 25 m, a cała jego powierzchnia wznosząca się kilka metrów ponad torfowiskiem wykazuje rzeźbę podobną do rzeźby dna północnej części misy krasowej opisanej wyżej.

Zagłębienie położone we wschodniej partii środkowej części misy różni się od pozostałych tym, że nie wykazuje rozciągłości południkowej, ma płaskie, akumulacyjne dno szerokości około 200 m. Oddzielone jest od centralnej pary zagłębień południkowym szeregiem wąskich długich grzbietów o wysokości względnej do 6 m. Grzbiety oddzielone są od siebie głębokimi rynnami, których kierunki i spadki den wskazują, że odprowadzały one wodę z zagłębienia wschodniego ku bliźniaczym zagłębieniom centralnym. Powstanie rynien należy prawdopodobnie wiązać z zahamowaniem rozwoju wgłębnego wschodniego zagłębienia, na którego dnie zaczął się odkładać muł ilasty z piaskiem. Miąższości osadu niestety nie znamy, a zatem nie znamy i rzeczywistej głębokości zagłębienia. Pozostałe cztery zagłębienia środkowej części misy torfowiska wykazują konsekwencję spadków zboczy aż do wąskiego dna, co świadczyłoby o ich nieprzerwanym rozwoju do chwili wygaśnięcia procesów krasowych w zagłębieniu torfowiska.

Południowa część misy torfowiska posiada rzeźbę dna składającą się z dwu zasadniczych typów form rozmieszczonych w określonym porządku. Formy kopulaste o zarysie kolistym lub elipsowatym uszeregowane są wzdłuż południowego i zachodniego brzegu omawianej części misy torfowej i oddzielone są od niego wąskimi, równoległymi zagłębieniami. Wysokość tych form nie przekracza na ogół paru metrów. Pozostały obszar dna południowej części misy zajmują długie, równoległe grzbiety o kierunku południkowym. Pomiedzy grzbietami, równoległe przebiegają rynny o wyraźnie erozyjnym charakterze. Układ grzbietów i rynien jest bardzo regularny. W profilu poprzecznym podobny jest do tępych zębów piły (oczywiście przy przewiększonej podziałce pionowej—(patrz ryc. 2b). Powierzchnie grzbietów i dna rynien erozyjnych wykazują konsekwentne spadki ku północy tj. w kierunku najgłębszej, środkowej części misy torfowiska. Spadki dna rynien wahają się od 0,5 do 1,0 m na 100 m odcinku i wzrastają przeważnie w kierunku północnym. Należy dodać, że wyloty rynien na granicy południowej i środkowej części misy torfowiska posiadają zwykle niewielkie (4 do 5 m głębokie) lejki krasowe.



Ryc. 2. Profile morfologiczne (schematyczne) dna misy krasowej torfowiska Dubeczno; *a* — profil podłużny S—N, *b* — profil poprzeczny W—E przez część południową, *c* — profil poprzeczny W—E przez część środkową, *d* — profil poprzeczny W—E przez część północną; 1 — utwory kredowe, 2 — torf, 3 — przypuszczalne położenie dna misy krasowej w pierwszym etapie jej rozwoju

Morphological profiles of the karst basin of Dubeczno peat; *a* — longitudinal profile S—N, *b* — transverse profile W—E through the southern part, *c* — transverse profile W—E through the central part, *d* — transverse profile W—E through the northern part; 1 — chalk deposits, 2 — peat, 3 — supposed situation of the karst basin bottom in the first stage of its development



Przedstawiony w grubych zarysach obraz zróżnicowania rzeźby dna misy krasowej torfowiska Dubeczno daje podstawę do przyjęcia dwu etapów w rozwoju całości tego zagłębienia.

Etap pierwszy wiąże się z rozwojem w tym terenie zjawisk krasowych. Rzeźba krasowa w otoczeniu torfowiska jest dominującym elementem na płaskich wododziałach tej części Polesia Lubelskiego. Do form krasowych otoczenia torfowiska wyraźnie nawiązuje nierówna linia brzegowa złoża torfu wypełniającego misę. Są to formy podobne do opisanych już wyżej form występujących na dnie najpłytszej, północnej części misy torfowiska. Całość zatem zagłębienia powstała prawdopodobnie z połączenia pojedynczych zagłębień drogą degradacji powierzchni działowych w miarę ich rozwoju w kierunku poziomym, co przy małej odporności wapiennego podłoża mogło nastąpić stosunkowo szybko.

Rozwój wgłębny form krasowych został zahamowany mniej więcej na głębokości 3 metrów poniżej dzisiejszej powierzchni torfowiska (patrz ryc. 2 a, b, c, d). Świadczą o tym rozległe powierzchnie dna północnej części misy oraz nawiązujące do nich powierzchnie szczytowe grzbietów w pozostałych, głębszych częściach zagłębienia torfowego. W stosunku do wierzchowiny otaczającej torfowisko poziom ten znajduje się o 8—9 m niżej.

Trudno z całą pewnością stwierdzić co było przyczyną zahamowania rozwoju krasu w głąb. Najbardziej prawdopodobnym wydaje się tu podniesienie poziomu wód gruntowych. Zalewanie (choćby tylko okresowe) zagłębień krasowych wydaje się bowiem warunkować ich rozwój wszczep przez denudację zboczy form wypukłych, podobnie jak objaśnia kształtowanie polja C v i j i ć, mianowicie od fazy pojedynczych wer-tebów poprzez łączenie ich w popławy (uwale), które są formą przejściową do polji (3).

Reasumując, można by powyższe rozważania wyrazić wnioskiem, że pierwszy etap rozwoju misy krasowej torfowiska Dubeczno zakończony został wykształceniem się formy, którą można uważać ze względu na dość wyrównane szerokie dno, za pewną formę polja.

Etap drugi zaznaczył się dalszym rozwojem misy krasowej torfowiska Dubeczno i znacznym pogłębieniem jej dna, zwłaszcza w środkowej części. Formy zagłębień oraz ich głębokość (dochodząca do 16 m w stosunku do wyrównanego dna z pierwszego etapu rozwoju misy) świadczą o tym, iż poziom wód gruntowych obniżył się w owym czasie co najmniej o podaną wielkość. Obniżenie poziomu wód gruntowych wywarło bezpośredni istotny wpływ jedynie na rozwój wgłębny form krasowych środkowej części misy torfowiska. Fakt ten należy prawdopodobnie tłumaczyć istnieniem w tej części dna wyjątkowo wielkich

(względnie dużego zagęszczenia) szczelin. W innych częściach dna misy obniżenie poziomu wód gruntowych albo nie spowodowało istotnych zmian, jak w przypadku północnej części misy, albo zmiany w rzeźbie dna (jakie się dokonały w czasie drugiego etapu w południowej części misy) są efektem pośrednim, o czym będzie niżej.

Jak już wspomniano na początku, powierzchnia omawianego terenu wykazuje niewielki spadek ku północy. Taki sam konsekwentny (w sensie morfologicznym) spadek ma powierzchnia dna wytworzonego w pierwszym etapie rozwoju misy krasowej. Pogłębiające się w drugim etapie zagłębienia krasowe środkowej części misy przechwyciły wody powierzchniowe z większości obszaru alimentacyjnego. Nachylona ku północy powierzchnia dna północnej części misy zasilana była, praktycznie biorąc, wyłącznie przez wody atmosferyczne, które w słabo uszczelinionym podłożu nie mogły wywołać istotnych zmian w rzeźbie dna misy torfowiska.

Zgłębia odmiennie musiały się kształtować stosunki hydrograficzne w południowej części misy torfowiska. Pogłębianie części środkowej odbywało się nie tylko przez wody opadowe, lecz i powierzchniowe, zarówno ze słabo uszczelinionej południowej części misy, jak również z południowego otoczenia, zgodnie ze spadkiem powierzchni topograficznej. Świadczą o tym dolinki wyżłobione w wapiennej powierzchni, uchodzące do misy krasowej. Południowa zatem część misy torfowiska stała się w drugim etapie rozwoju obszarem w pewnym sensie tranzytowym dla wód powierzchniowych spoza misy krasowej. Wyrazem tego są długie, równoległe rynny wyerodowane w dnie tej części misy, nadające jego rzeźbie cechy wybitnie erozyjne. Przewaga procesów erozji nad procesami krasowymi w tej części dna była najprawdopodobniej wynikiem współdziałania dwu wzajemnie uwarunkowanych procesów rozwoju w głąb zagłębień centralnych i wzrastającego spływu powierzchniowego. Obniżenie podstawy erozyjnej, następujące wraz z pogłębianiem form części środkowej, musiało bowiem pociągać za sobą wcinanie się rynien erozyjnych w dno części południowej misy i zwiększanie ich spadku. Zwiększenie zaś spadku powodowało zwiększenie spływu powierzchniowego kosztem infiltracji wody w słabo uszczelinione podłoże, a zwiększony i przyspieszony spływ przyczyniał się do energiczniejszego rozwoju zagłębień środkowych i pogłębiania rynien w obszarze tranzytowym dna misy.

Drugi etap rozwoju rzeźby dna krasowej misy torfowiska Dubeczno został przerwany prawdopodobnie na skutek podniesienia się poziomu wód gruntowych. Wypełnianie zagłębień gytą glonową przy jednoczesnym braku osadu detrytycznego w ich ujściach wydaje się wskazywać, iż podnoszenie się poziomu wód i wypełnianie nimi misy krasowej



odbywało się stosunkowo szybko. Wyjątek stanowi tu zagłębienie wschodnie z płaskim akumulacyjnym dnem. Wypełnienie jego ujściowej części materiałem detrytycznym dokonało się jednak znacznie wcześniej, jeszcze przy głębokim zaleganiu poziomu wody gruntowej. Świadczą o tym rynny erozyjne, odprowadzające powierzchniowo wodę z tego zagłębienia do lejów centralnych, po przerwaniu rozwoju wglębnego tej formy.

Gytia glonowa wypełnia opisaną misę krasową w jej najgłębszych partiach. Proces zarastania zbiornika roślinnością torfotwórczą na powierzchni odbywał się od brzegów zbiornika i postępował w kierunku części centralnej. Proces ten nie został zakończony, o czym świadczy niewielkie jezioro reliktowe w środkowej części obszaru torfowiska. Z analizy stopnia rozkładu torfu wynika, że wahania poziomu wody w zarastającym zbiorniku były nieznaczne. Za najbardziej istotne należy uznać zmiany wywołane sztucznie przez człowieka. Odwodnienie wierzchnich warstw złoża torfu w celu wydobycia surowca opałowego dla miejscowej huty szkła spowodowało znaczne obniżenie poziomu wody gruntowej. Efektem tego zabiegu jest sukcesja na torfowisko wysokopiennego lasu, zajmującego coraz większe obszary. Las ten, ze względu na duże ilości wody, którą pobiera z podłoża oraz obciążeniowe działanie jego dużej masy roślinnej działa różnicująco na pierwotnie niewątpliwie równą powierzchnię torfowiska. Mikrorelief, jaki się w związku z tym rozwija, wymaga specjalnego badania. Zagadnienie to, zresztą wykracza poza ramy niniejszego opracowania.

Wypełnienie misy krasowej torfowiska Dubeczno osadami organogenicznymi niewątpliwie przyczyniło się do konserwacji rzeźby jej dna. Być może tym należy tłumaczyć wyjątkowość opisywanej formy na tle tych licznych jezior Łęczyńsko-Włodawskiego Pojezierza, których krasowe pochodzenie wydaje się nie budzić wątpliwości. Żadne z objętych katalogiem (9) jezior, zarówno małych jak i wielkich, nie wykazuje tak wyraźnego zróżnicowania rzeźby dna.

Z drugiej zaś strony można by postawić pytanie, czy sieć sondowań, na podstawie której wykonano zdjęcie wysokościowe misy torfowiska Dubeczno, jest wystarczająco gęsta, aby mogła oddać rzeczywistą konfigurację krasowego podłoża. Innymi słowy: czy sieć sondowań  $100 \times 100$  m nie pomija małych form rzeźby. Pytanie takie jest w pełni uzasadnione. Sądząc jednak po formach występujących na powierzchni w podobnych, marglistych utworach, opisywanych przez T. Wilgata (8) i ostatnio przez J. Rzechowskiego (6), należy stwierdzić, że formy lejów o średnicy 600 i więcej metrów wykazują konsekwencję spadku nachyleń zboczy. Nie ma zatem podstawy sądzić, by było inaczej w naszym przypadku. Zresztą istnienie niewykrytych,



nawet drobnych załamania w powierzchni podłoża, nie zmieniłoby w sposób istotny zasadniczego obrazu rzeźby dna omawianej tu misy krasowej.

Poza tym charakter facjalny margli, brak zróżnicowania w strukturze i teksturze tej skały nie sprzyja zróżnicowaniu form. Jeśli takie różnice istnieją, to są one wynikiem różnic w energii i przebiegu procesów raczej zewnętrznych, a nie wynikiem różnic strukturalnych samej skały. Na zastrzeżenie, że formy małe powierzchni margli mogą być maskowane przez warstwę nadległych piasków stanowiących bezpośrednie podłoże torfu, można by również przytoczyć przykład analogicznych form reprodukowanych w utworach czwartorzędowych opisywanych przez J. Rzechowskiego (6). Stwierdził on, że utwory wyścielające formy krasowe w okolicach Krępca mają niewielką miąższość (maksimum do 2,0 m), a ich powierzchnia dość wiernie odtwarza powierzchnię form krasowych.

#### WIEK KRASOWEJ MISY TORFOWEJ

Formy krasowe w obszarach Polesia Lubelskiego i terenów sąsiednich opisywane były przez szereg autorów (1, 5, 6, 8, 9). Z publikacji tych wynika, że procesy krasowe zachodziły na przestrzeni plejstocenu i w holocenie. A. Jahn (1) datuje powstanie najstarszych form krasowych w okolicy Siemienia na wielki interglacjał. Wg E. Rühlego (5) procesy krasowe związane z wodami wgłębными w dnie jeziora Świtaż (20 km na ENE od torfowiska Dubeczno — tereny ZSRR) miały miejsce w ciągu całego plejstocenu. J. Rzechowski (6) opisując formy krasowe okolic Krępca, przypuszcza, że niektóre z nich wytworzone zostały w starszym czwartorzędzie. Opisywane przez T. Wilgata (8, 9) formy należą zarówno do współczesnych jak i starszych.

Żaden z wymienionych autorów nie wyklucza istnienia na badanym przez siebie terenie przedplejstocénskich form krasowych, z tym, że formy takie, jeśli istniały, zostały przemodelowane w plejstocenie.

Podejmując próbę określenia wieku powstania opisanych przez nas form oparliśmy się na założeniu, że nie mogą one być starsze od ostatniego na tym terenie zlodowacenia (środkowopolskiego). Wiele bowiem faktów obserwowanych na tym terenie wskazuje na egzaracyjną działalność lodowca w podścielającym podłożu. Ponadto omawiany teren podlegał modelowaniu przez wody cofającego się lodowca, o czym świadczą piaski fluwialne (fluwioglacjalne) pokrywające cienkim płaszczem powierzchnię kredowych wapieni marglistych. Jest bardzo mało prawdopodobne, aby w takich warunkach mogły przetrwać formy krasowe w dodatku w miękkich utworach. Zatem dolną, możliwą do przyjęcia

granicę rozwoju misy krasowej torfowiska Dubeczno należałoby umieścić w ostatnim interglacjale.

Rozwojowi misy krasowej torfowiska Dubeczno położyła kres akumulacja w niej torfu. Z analizy torfów, a zwłaszcza ze stopnia jego rozkładu, wynika, że proces narastania złoża odbywał się ciągle w warunkach silnego uwodnienia. Wniosek jaki można z tego faktu wyciągnąć to ten, że w okresie narastania całej miąższości złoża nie zachodziły istotne zmiany klimatyczne w badanym obszarze. Z drugiej zaś strony znaczna miąższość gytii i torfu świadczy o tym, że proces ich narastania był dostatecznie długotrwały. Trudno jest w tym przypadku określić na podstawie miąższości utworu czas jego tworzenia się. Nie wiadomo bowiem w jakim stopniu akumulacja obu utworów odbywała się równocześnie. Biorąc pod uwagę tylko sam torf o miąższości 6,0 m i przyjmując jego średni roczny przyrost na 1,0 mm otrzymamy okres 6 000 lat. Należy tu dodać, że wierzchnie warstwy torfu uległy pod wpływem osuszenia i pod naciskiem lasu pewnej kompaktacji, której nie bierzemy w rachubę, gdyż nie jesteśmy w stanie określić ściśle jej wielkości. Jeśli dodamy do tego, że pewna część gytii osadziła się w okresie zanim jeszcze powierzchnia jeziora pokryła się cienką warstwą torfu, to otrzymamy w sumie okres odpowiadający w przybliżeniu okresowi holocenu w szerokim sensie tego słowa. Pogląd taki znajduje potwierdzenie w badaniach W. Tymrakiewicza (7) nad stratygrafią złóż torfu wypełniających dawne jeziora krasowe po wschodniej stronie Bugu. Autor ten stwierdza, że proces torfotwórczy rozpoczął się tam w młodszym dryasie i trwa nieprzerwanie do chwili obecnej. Badany przez Tymrakiewicza teren odległy jest od naszego o około 25 km, a charakter krasowego podłoża torfu oraz warunki morfologiczne, hydrograficzne i wysokościowe podobne są do opisanych przez nas. Miąższości torfu podane przez Tymrakiewicza wynoszą 5 i 7 m. Podobne miąższości stwierdzono w złożu Dubeczno nie licząc gytii.

Powyższe dane pozwalają przypuszczać, że mamy tu do czynienia z równowiekowymi osadami torfu i równoczesnym (spowodowanym tymi samymi przyczynami), ostatecznym zahamowaniem rozwoju jednych i drugich form krasowych, w których osadziły się torfy.

W świetle tych rozważań okres rozwoju opisanych form krasowych zawierałby się w przedziale czasowym pomiędzy ostatnim na tym terenie zlodowaceniem (środkowopolskim) i holocenem. Jeśli od tego odejmiemy okres trwania ostatniego na terenie Polski glacjału (bałtyckiego), jako niesprzyjającego rozwojowi procesów krasowych ze względu na istnienie w badanym terenie strefy peryglacjalnej i związanej z nią wiecznej zmarzliny, to okres odpowiadający cyklowi roz-

wojowemu form krasowych zacieśni się do czasu trwania ostatniego interglacjału i, być może, interstadiału (oryniackiego?).

Ostatni interglacjał cechuje brak osadów akumulacji wodnej na Lubelszczyźnie. Na tej podstawie przyjmuje się, że w okresie tym dominowały tu procesy erozji. A. Jahn w swojej pracy „Wyżyna Lubelska”... (2) wyraża pogląd, że procesy erozji były w ostatnim interglacjale zjawiskiem generalnym i powszechnym. Autor ten szacuje głębokość wcięcia dolin rzecznych w badanym przez nas terenie na 40 m w stosunku do akumulacyjnych powierzchni z okresu zlodowacenia środkowopolskiego. Tak głębokie rozcięcie terenu powodowało obniżanie poziomu wód gruntowych, co sprzyjało rozwojowi form krasowych na działach wodnych. Datowanie zatem form krasowych misy torfowiska Dubeczno na ostatni interglacjał znajduje uzasadnienie w spostrzeżeniach geologiczno-morfologicznych. Dotyczy to głównie drugiego (wglębnego) etapu rozwoju misy. Pierwszy etap rozwoju płytkiej, rozległej formy dokonywał się, jak już wspomniano, przy udziale wód powierzchniowych w zbiorniku. Mogło się to dokonać przed okresem erozji interglacjalnej, nie wiemy natomiast czy już w okresie interglacjalnym, czy też jeszcze w okresie schyłkowym środkowopolskiego zlodowacenia.

Brak osadów interglacjalnych w badanych formach krasowych wskazuje, że ich rozwój trwał co najmniej do końca interglacjału, co zgodne jest ze spostrzeżeniami geologicznymi, przedstawionymi wyżej.

Pozostaje jeszcze do wyjaśnienia sprawa zachowania form krasowych w ostatnim (bałtyckim) glacie. Przypisuje się bowiem dużą rolę w modelowaniu rzeźby czynnikom peryglacjalnym. Nie negując słuszności takiego poglądu należy mieć na uwadze, że nie wszędzie istnieją warunki działania tych czynników. Na nizinnej równinie Polesia Lubelskiego zagłębienia krasowe zapełniły się prawdopodobnie lodem względnie zlodowaciałym śniegiem, zanim zdążyły się rozwinąć na szeroką skalę procesy peryglacjalne. Należy przypuszczać, że w warunkach istnienia wiecznej zmarzliny woda w tych zagłębieniach utrzymywała się (obojętne w jakiej postaci) nawet w okresach dłuższych ociepleń. Uważamy zatem, że okres glacialny w naszym konkretnym przypadku przyczynił się raczej do konserwacji form wklęsłych, nie tylko zresztą krasowych. Wytapianie się lodu wypełniającego te formy, postępujące w miarę ocieplania się klimatu, stwarzało od razu niejako dogodne środowisko do rozwoju roślinności bagiennej, wkraczającej od brzegów na tworzący się w ten sposób zbiornik wodny. Ciągłość narastania masy roślinnej w tym zbiorniku świadczy, że procesy krasowe nie były w holocenie wznawiane.

Na zakończenie należy podkreślić, że opisana rzeźba podłoża torfowiska Dubeczno jest zjawiskiem wyjątkowym wśród tego rodzaju form



krasowych, dla których zostały wykonane zdjęcia wysokościowe, te zaś były robione dla jezior niezarośniętych torfem, ze względu na łatwość sondażu. Dla zarośniętych zbiorników szczegółowe zdjęcie wykonane było tylko w przypadku sporządzania dokumentacji geologicznych złóż torfu w kategorii „B”. Przypadków takich, o ile nam wiadomo, było w obszarze Polesia Lubelskiego niewiele, a w dodatku większość z nich dotyczyła torfowisk w dolinach rzek. Nie wiadomo zatem, czy wśród dość licznych zagłębień krasowych, zarośniętych torfem istnieją formy podobne opisanym, czy też mamy do czynienia z wyjątkiem.

#### L I T E R A T U R A

1. Jahn A.: Teren krasowy Siemienia w pow. radzyńskim (The Karst Area of the Village Siemień in the Radzyń District). *Czasopismo Geograficzne*, t. XVII, 1939—1946.
2. Jahn A.: Wyżyna Lubelska. PWN, Warszawa 1956.
3. Malicki A.: Rozwój i stan badań nad terenami krasowymi (Die Entwicklung und jetziger Stand der Forschungen über Karstgebieten). *Czasopismo Geograficzne*, t. XV, 1937.
4. Prószyński M.: Spostrzeżenia geologiczne z dorzecza Bugu (Notes sur la géologie du bassin de la rivière Bug). Państw. Inst. Geol., Biul. 65, Warszawa 1952.
5. Rühle E.: Procesy dynamiczne w zbiornikach jeziornych i charakter ich osadów na przykładzie jez. Świtaż (Dynamic Processes in Lacustrine Basins and the Character of their Sediments Illustrated by the Świtaż Lake). Państw. Inst. Geol., Biul. 169, Warszawa 1961.
6. Rzechowski J.: Kras okolicy Krępeca k/Lublina (Karst aux environs de Krępiec près Lublin). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. XVII, 7, Lublin 1962.
7. Tymrakiewicz W.: Stratygrafia torfowisk krasowych południowego Polesia i północnego Wołynia. *Kosmos*, Ser. A, t. IX, 1935.
8. Wilgat T.: Kras okolic Cycowa (Karst in the Surroundings of Cyców). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. IV, 9, Lublin 1950.
9. Wilgat T.: Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie (Lakes between Łęczna and Włodawa). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. VIII, 3, Lublin 1953.

---

#### Р Е З Ю М Е

В работе приводятся результаты анализа рельефа дна бывшего озера карстового происхождения, ныне почти полностью заросшего торфом. Анализ проводился на основании высотной съемки минерального дна торфяника, полученной в результате густой сети бурений в занивелированных точках поверхности торфяника.

Проведенный анализ позволил выделить два этапа в развитии карстовой котловины. Первый этап привел к образованию обширной формы типа поля глубиной в несколько метров. Эта форма развивалась в ширину в основном за счет поверхностного размыва и соединения мелких карстовых углублений.

На втором этапе намечается резкое различие в развитии отдельных частей описанной формы. Средняя часть котловины развивалась вниз. В результате этого образовалось 5 больших воронкообразных углублений до 16 м глубины (счет ведется от первичного дна котловины). Развитие вниз средней части котловины было, вероятно, вызвано значительным понижением уровня грунтовых вод, а энергия карстового процесса обусловлена степенью трещиноватости известняка. Остальные части дна котловины (южная и северная), из-за слабой трещиноватости не отличались столь сильным развитием карстовых процессов. Следует отметить, что первичное дно котловины имело легкий наклон к северу, согласно общему наклону поверхности района и слагающих его верхнемеловых известняков. Вследствие этого северная часть котловины после углубления средней части лишена была доплыва поверхностной воды, кроме той, которая выпадала на ее поверхность в виде осадков. Ввиду того северная часть дна котловины не претерпела на втором этапе существенных изменений.

Южная часть котловины, собиравшая поверхностные воды также извне котловины согласно общему наклону поверхности к северу, становилась, по мере углубления средней части, транзитной поверхностью для этих вод, подвергалась их эрозионному воздействию. В результате действия линейной эрозии, рассматриваемая часть дна котловины приобрела черты эрозионного рельефа. Создался ряд параллельных рытвин, направленных с юга на север (к глубокой средней части) и разделяющих их хребтов.

Возраст образования карстово-эрозионной котловины определяется временем последнего межледникового. Предположительно можно сказать, что климатические условия последнего оледенения содействовали консервации отрицательных форм на низменной равнине Полесья. Заполненная льдом котловина, по мере потепления в конце плейстоцена, превращалась в озеро, зарастающее болотной растительностью.

---

## SUMMARY

In this paper an analysis of the bottom relief of the karst basin of a former lake covered at present almost thoroughly with peat and gytia, was carried out. The analysis was possible thanks to the topographic picture of the area, of the mineral substratum, which was performed by a relatively dense sounding in points completely covered with peat. The lines of equal altitudes drawn by means of interpolation between the sounding points give a fairly distinct configuration of the underlying karst rock.

From the relief analysis it appears that the development of the karst basin was completed in two stages. In the first stage the karst depression was developing horizontally through the junction of single funnel-shaped hollows. As a result of the processes there appeared a form of polja of a shallow and wide type.

During the second stage the development of the karst process within the depression examined underwent a differentiation. The central part of this depression was developing vertically, which resulted in the formation of five large karst funnels reaching the depth of 16 m measured from the average depth of the depression bottom formed in the first stage of development. A considerable deepening of the central part of the depression was followed by deep erosion caused by surface waters of the southern part of the former polja bottom. It should be added that both the field and the original bottom of the basin are sloping northwards in accord with a slight decline of the Lublin basin. As a result of the deep erosion the slightly broken southern part of the basin bottom was cut by a number of broad parallel gutters separated by regular ridges. The equally slightly broken northern part of the karst basin was cut off from the southern alimentation area due to a strong deep development of the central part. Due to this phenomenon its development was stopped at the bottom depth of the first stage.

As a result of the differentiated influence of relief forming processes in various parts of the depression bottom, there developed a peculiar relief type for each of those parts. The northern part of the depression preserved the features of flat-bottomed, karst-denudation forms from the first developmental stage. The central part bears a distinct mark of the karst process directed vertically down (funnel-shaped forms). In the southern part typical erosive forms were formed (deep erosion).

The development of the forms described was completed during the last interglacial time. Some scientists are of the opinion that the climatic conditions (periglacial) of the last glaciation (Baltic) favoured



the conservation of the depressive forms in the lowland of Polesie. In the declining phase of the last glaciation thaw water gathered in those depressions forming swamps — generating suitable conditions for the development of peat-forming vegetation. The covering process continues to exist to the present day.

## 1963

Kotlina Chodelska jest obniżeniem denudacyjnym wypreparowanym w miękkich marglach mastrychtu (najwyższy poziom dolnego i naj-

niższy górnego mastrychtu). Prostolinijne krawędzie Kotliny uwarunkowane są strukturalnie. Kotlina stanowi formę przedczwartorzędową i prawdopodobnie jako forma depresyjna wyodrębniona została w okresie plioceńskich faz planacyjnych.

Podłoże kredowe reprezentowane jest w dnie Kotliny przez miękkie margle, opoki margliste oraz margliste odmiany kredy piszącej. Krawędzie Kotliny oraz charakterystyczne dla części wschodniej wzgórza ostańcowe posiadają pokrywy opok marglistych lub nawet typowych opok, które mają ponad 30 % krzemionki. Zwiększona zawartość krzemionki wpływa wyraźnie na wzrost odporności skały na procesy niszczące. Przy północnej krawędzi Kotliny, w okolicy Kol. Niezabitów stwierdzono ostatnio płat osadów danu.

Kotlinę Chodelską wypełniają osady czwartorzędowe o miąższości do 35 m. Czwartorzęd reprezentowany jest przez dwie serie osadów glacialnych związane ze zlodowaceniem krakowskim i środkowopolskim. Obecność dwu pokryw morenowych w Kotlinie stwierdza między innymi J. Trembaczowski (12) w oparciu o analizę utworów z okolic Chodla. Górna glina morenowa przykryta jest deluwiami piaszczysto-żwirowymi. Jest to utwór związany ze środowiskiem peryglacialnym z okresu zlodowacenia bałtyckiego.

Podłoże kredowe Kotliny Chodelskiej jest nierówne. Wiercenia wykonane w środkowej części Kotliny wykazały istnienie kopalnych zagłębień krasowych wypełnionych utworami czwartorzędowymi. W zachodniej części Kotliny występują rozległe terasy bałtyckie i holocenne doliny Wisły.

#### BUDOWA GEOLOGICZNA I MORFOLOGIA OKOLIC RADLINA

Okolice Radlina, Ludwinowa i Kempy stanowią fragment Kotliny Chodelskiej wysunięty najbardziej ku wschodowi. Granicą wschodnią Kotliny jest poziom zrównania plioceńskiego o wysokości 230—250 m n.p.m., ciągnący się południkowo od kulminacji na S od Borzechowa do działu wodnego Chodelka — Urzędówka pod Józefowem. Poziom ten zaznacza się w terenie w postaci grzbietu o prawie wyrównanej powierzchni, zbudowanego z opok i opok marglistych. Grzbiet ten oddziela południkowe odcinki dolin Chodelki i Chodlika. Źródłowy odcinek doliny Chodelki, położony na wschód od grzbietu leży już w obrębie Wzniesień Urzędowskich.

Zachodnie stoki grzbietu Borzechów—Józefów, stanowiące wschodnią granicę Kotliny tworzą wyraźną krawędź denudacyjną o deniwelacjach do 30 m. Krawędź ta ma nierówny przebieg i ponacinana jest zatokami pedymentalnymi oraz dużymi dolinami denudacyjnymi. Wzdłuż





Ryc. 1. Szkic sytuacyjny rozmieszczenia form krasowych w okolicy Radlina;  
 1 — holocenijskie dna dolin rzecznych, 2 — terasa bałtycka, zbudowana z piasków,  
 3 — stoki i zbocza, 4 — pliocenijski poziom zrównania, 5 — pliocenijski poziom  
 zrównania z pokrywą osadów glacialnych, 6 — zgrupowania zagłębień krasowych,  
 7 — doliny denudacyjne

Geomorphological map of the Radlin region; 1 — Holocene river-built plain,  
 2 — alluvial terrace plain consisting of sand (Würm), 3 — slopes and valley  
 sides, 4 — surface of destruction initiated during the Pliocene, 5 — Pliocene  
 surface of destruction with glacial deposits cover, 6 — karst sink-holes, 7 — dellen

górnej krawędzi stoków występują residualne pokrywy utworów czwartorzędowych, przechodzące na stoku w pylasto-piaszczyste pokrywy deluwialne.

Na zachód od grzbietu Borzechów — Józefów występuje strefa obniżenia ciągnąca się na linii Łopiennik—Podwale Kempskie; jest to dolina Chodelki. Obniżenie o niejednakowej szerokości posiada układ południkowy z wyraźnym rozszerzeniem kotlinowym w części centralnej. W dalszej części rozprawy obniżenie to jest nazywane Kotliną Kempską (ryc. 1).

Kotlina Kempaska jest wypreparowana w marglach najniższego poziomu górnego mastrychtu i wypełniona osadami czwartorzędowymi. Strop skał kredowych występuje na zmiennej głębokości. Maksymalna miąższość czwartorzędu osiąga 10 m. Na marglach kredowych zalegają mułki, ily i drobne piaski akumulacji wodnej — zastoiskowej.

Kotlina Kempaska posiada koncentryczny układ dolin denudacyjnych i zatok pedymentalnych, które nacinają otaczające ją półkoliście wierzchowinowe poziomy zrównań. Obniżenie denudacyjne prowadzące w kierunku północnym wykorzystywane jest przez boczny dopływ Chodelki. Kotlina jest otwarta ku zachodowi, co wiąże się z rozszerzającą się w tym kierunku strefą wychodni margli kredowych. Od północo-zachodu ograniczają Kotlinę wzgórza ostańcowe, ciągnące się koło Radlina na północ od doliny Chodlika. Wzgórza ostańcowe zbudowane z opok stanowią resztki poziomu wierzchowinowego o wysokości 230—250 m n.p.m. Jest to ten sam poziom, który zamyka Kotlinę od E i S. Został on w czwartorzędzie rozcięty. Niszczenie następowało poprzez tworzenie się zatok pedymentalnych i rozległych dolin denudacyjnych. Wzgórza ostańcowe znaczą tu dawny przebieg północnej krawędzi Kotliny Chodelskiej, która uległa przesunięciu ku E o około 4 km.

Wypełnienie Kotliny Kempskiej utworami młodszymi od zlodowacenia środkowo-polskiego wskazuje, że musiała ona być intensywnie modelowana po tym zlodowaceniu. Nierówne podłoże kredowe Kotliny oraz obecność licznych form krasowych na powierzchniach stokowych, otaczających Kotlinę świadczą o tym, że w rozwoju morfologicznym Kotliny ważną rolę odegrały procesy krasowe.

#### FORMY KRASOWE, ROZMIESZCZENIE I MORFOLOGIA

Powierzchnie stokowe Kotliny Kempskiej, strefa działu wodnego Chodelki i Urzędówki, oraz fragmenty zboczy doliny Urzędówki urozmaicone są znaczną ilością drobnych zagłębień bezodpływowych. Formy te w największej ilości występują na wychodniach miękkich margli mastrychtu lub też w miejscach, gdzie margle te zalegają pod cienką pokrywą utworów czwartorzędowych. Mniejszą gęstość występo-

wania zagłębień bezodpływowych stwierdzono na wychodniach opok marglistych, a zupełnie są ich pozbawione wzgórza ostańcowe zbudowane z opok. Analizy chemiczne skał kredowych występujących w okolicy Radlina dały następujące wyniki:

Miejscowość	CO <sub>2</sub> %	SiO <sub>2</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	CaO %
Ratoszyn (margle)	33,85	20,54	3,76	41,68
Stasin (margle)	32,91	22,35	4,46	40,20
Ludwinów (opoka marglista)	29,55	32,00	3,18	35,00

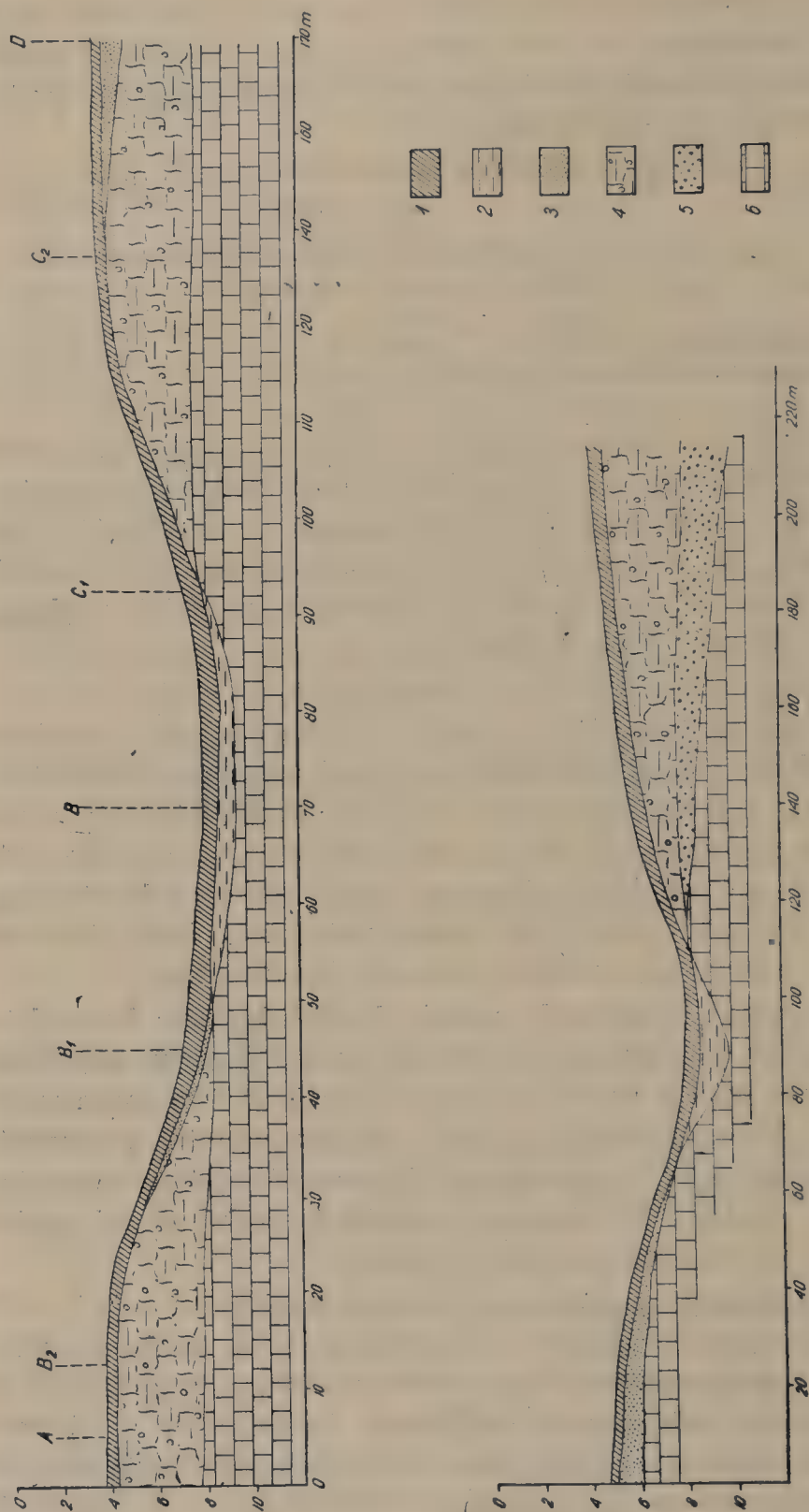
Próbki z Ratoszyna i Stasina pochodzą z obszaru gęstego występowania form krasowych. Wyniki analiz chemicznych wskazują wyraźnie na związek między rozmieszczeniem form krasowych a rodzajem skał podłoża kredowego. W strefach występowania miększych pokryw glin zwałowych, jak to ma miejsce na W od Ludwinowa, na dziale wodnym, nie stwierdzono obecności form krasowych.

Formy krasowe są zagłębieniami o kształcie przeważnie nieckowatym. Posiadają one zarys kolisty, elipsoidalny lub podłużny. Średnice ich wahają się od 30—120 m. Głębokości zagłębień wynoszą od 3 do 10 m, a nachylenia zboczy osiągają wartości 3°—15°. W literaturze ten typ zagłębień krasowych był opisywany jako werteby nieckowate (14). Niekiedy pojedyncze zagłębienia krasowe łączą się ze sobą tworząc obniżenia krasowe o typie uwalu. Dość często pojedyncze formy krasowe lub ich szeregi położone są na dnie dolinek denudacyjnych.

Większość zagłębień krasowych posiada bardzo łagodne krawędzie. Przejście między poziomem wierzchowinowym a zboczem zagłębień, jak też między zboczem a dnem, następuje stopniowo bez raptownych załamów spadku. Niewątpliwie do nadania takiego kształtu przyczynia się człowiek poprzez orkę i uprawę roli. Większość bowiem zagłębień jest użytkowana rolniczo. Na zboczach zagłębień występuje zdegradowany profil glebowy, na dnie zaś namyta gleba.

Zbocza form krasowych wycięte są w marglach lub w glinach (ryc. 2) czy piaskach zwałowych. Utwory te z reguły pokryte są cienką warstwą deluwiów piaszczysto-pylastych, która schodzi aż na dno zagłębień. Miększość utworów wypełniających zagłębienia krasowe nie przekracza 2,0 m. W dolnych odcinkach stoków oraz w strefach zazębienia się stoków z pokrywami terasowymi występują zagłębienia o płaskich miejsczkowatych dnach zajętych najczęściej przez łąki. W tych strefach występują również zagłębienia wypełnione stale wodą (ryc. 3). Wszystkie





Ryc. 2. Przekroje geologiczne przez zagłębienia krasowe w okolicy Radlina; 1 — gleba, 2 — mułki i drobne piaski (plejstocen-holocen), 3 — deluwia pylasto-piaszczyste (plejstocen), 4 — glina zwałowa (plejstocen), 5 — piaski zwałowe (plejstocen), 6 — margle (mastrycht)

Geological section of sink-holes in the environs of Radlin; 1 — soil, 2 — mud and fine sand (Würm — Holocene), 3 — sand-silt deposits (Würm), 4 — boulder clay (Riss), 5 — glacial and fluvioglacial (Riss), 6 — marls (Maestrictian)



Ryc. 3. Zagłębienie krasowe stale wypełnione wodą we wsi Kol. Kempa  
Karst sink-hole near Kolonia Kempa permanently filled with water

zagłębienia położone w wyższych partiach stoków oraz na terenie poziomów wierzchowinowych są w zasadzie formami suchymi, gromadzącymi jedynie okresowo wody roztopowe.

Rozmieszczenie form krasowych jest nierównomierne. Największe skupiska form obserwowano w dolnych odcinkach stoków na NW od Kol. Kempa oraz na SW od Łopiennika. W okolicy wsi Kol. Kempa gęstość zagłębień krasowych osiąga ilość 102 na km<sup>2</sup>.

#### WIEK FORM KRASOWYCH

Dla datowania form krasowych istotne znaczenie posiada ich położenie w stosunku do głównych elementów rzeźby oraz ich budowa geologiczna. Analiza zebranego materiału geologicznego oraz obserwacje morfologiczne nasuwają następujące ważniejsze wnioski:

a) Formy krasowe rozwinięte są głównie na powierzchniach denudacyjnych, zrównaniach wierzchowinowych lub powierzchniach stokowych, posiadających silnie zdenudowaną pokrywę osadów glacialnych.

b) Odśłonięcie powierzchni inicjalnych, na których zachodziły procesy krasowe, nastąpiło poprzez odpreparowanie poziomów zrównań wierzchowinowych, utworzonych w pliocenie i przemodelowanych w czwartorzędzie.

c) Formy krasowe, rozwinięte w strefach występowania residualnych pokryw czwartorzędowych, należą do form reprodukowanych.

d) Zagłębienia krasowe okolic Radlina rozwinęły się w okresie czwartorzędowym. Sprzyjające warunki nastąpiły po fazie intensywnego niszczenia osadów akumulacji glacialnej zlodowacenia środkowopolskiego. Nie wykluczone, że część form krasowych powstała w okresie interglacjału eemskiego oraz w okresie przejściowym między tym interglacjałem i glacją bałtyckim. Również u schyłku zlodowacenia bałtyckiego, wraz ze znikającą stopniowo wieczną zmarzliną istniały sprzyjające warunki morfoklimatyczne dla rozwoju form krasowych.

Wydaje się, że na terenie badanym zanik wiecznej zmarzliny i obniżenie poziomu wód gruntowych nie spowodowały jakiegoś gwałtownego przyspieszenia rozwoju form krasowych. Wody holocenijskie, cieplejsze, zawierały bowiem mniej rozpuszczonego, agresywnie działającego  $\text{CO}_2$ , zaś infiltracja wód w głąb była utrudniona przez wypełnienie i zatkanie szczelin produktami wietrzenia.

W holocenie zagłębienia krasowe ulegają nieznacznemu wypełnieniu przez utwory pylasto-mułkowate, stanowiące głównie produkt rozmywania zwietrzliny margli kredowych.

Ostatni okres ewolucji zagłębień krasowych związany jest z gospodarką człowieka. Wycięcie lasów i wzięcie terenu pod uprawę następowało na terenie Kotliny Chodelskiej nierównomiernie. Jeszcze w wieku XIX znaczne obszary wododziałowe Chodelka—Urzędówka porośnięte były lasami. Po ich wycięciu nastąpił okres względnie szybkiej ewolucji form, spowodowany orką. Ewolucja ta polegała w głównej mierze na zatarciu krawędzi form krasowych i wykształceniu profilu nieckowatego. Procesy współczesne degradacji gleb na zboczach i akumulacji materiału na dnie działają już w stopniu wolniejszym.

#### L I T E R A T U R A

1. Ber A.: Czwartorzęd Kotliny Chodelskiej. Kwart. Geol., t. VI, z. 4, Warszawa 1962.
2. Chałubińska A., Wilgat T.: Podział fizjograficzny województwa lubelskiego. Przewodnik V Ogólnopolskiego Zjazdu P.T.G., Lublin 1954.
3. Dylik J.: O peryglacialnym charakterze rzeźby środkowej Polski (Du caractère périglaciaire de la Pologne Centrale). Acta Geogr. Univ. Lodziensis, nr 4, Łódź 1953.
4. Jahn A.: Wyżyna Lubelska — rzeźba i czwartorzęd (Geomorphology and Quaternary History of Lublin Plateau). Prace IG PAN, nr 7, Warszawa 1956.
5. Klimaszewski M.: Nowe poglądy na rozwój rzeźby krasowej (Modern Views on the Development of the Karstic Relief). Przegląd Geograficzny, t. XXX, z. 3, Warszawa 1958.



6. Malicki A.: Rozwój i stan badań nad terenami krasowymi (Die Entwicklung und jetziger Stand der Forschungen über Karstgebiete). *Czasopismo Geograficzne*, t. XV, 1937.
7. Pożaryski W.: Czwartorzęd. Zachodni brzeg Wyżyny Lubelskiej. *Regionalna Geol. Polski*, t. II, Region lubelski, Kraków 1956.
8. Pożaryski W.: Plejstocen w przełomie Wisły przez Wyżyny południowe (The Pleistocene in the Vistula Gap across the Southern Uplands). I G, *Prace t. IX*, Warszawa 1953.
9. Pożaryski W.: Stratygrafia senonu w przełomie Wisły między Rachowem i Puławami (Senonstratigraphie im Durchbruch der Weichsel zwischen Rachów und Puławy in Mittelpolen). *PIG*, biul. 6, Warszawa 1938.
10. Rzechowski J.: Kras w okolicy Krępeca k/Lublina. (Karst aux environs de Krępiec près Lublin) *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, sectio B, vol. XVII, 7 1962, Lublin 1964.
11. Sawicki L.: Przełom Wisły przez średniogórze Polskie (Der Mittelpolnische Weichseldurchbruch). *Prace IG. Uniw. Jagiell.*, z. IV, Kraków 1925.
12. Trembaczowski J.: Przyczynki do metodyki badań granulometryczno-petrograficznych utworów morenowych (Contributions méthodiques aux études granulométriques et pétrographiques des dépôts morainiques). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, sectio B, vol. XVI, 3, 1961, Lublin 1963.
13. Tyczyńska M.: Klimat Polski w okresie trzeciorzędowym i czwartorzędowym (Climat de Pologne au tertiaire et au quaternaire). *Czas. Geogr.*, t. XXVIII, z 2, Wrocław 1957.
14. Wilgat T.: Kras okolic Cycowa (Karst in the Surroundings of Cyców) *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, sectio B, vol. IV, 9, Lublin 1949.

## РЕЗЮМЕ

На территории Ходельской Котловины (западная часть Люблинской возвышенности) наблюдаются многочисленные карстовые формы. Автором произведены геоморфологические исследования восточной части Котловины и на пограничном участке Ужендовских холмов с общей поверхностью 60 км<sup>2</sup>.

В районе плиоценовых вершинных выравниваний, стоков, а также подстоковых выравниваний выступают скопления карстовых углублений, максимальная плотность которых достигает 102 на км<sup>2</sup>. В большинстве случаев эти углубления имеют профиль лоханок, а также форму эллипса или круга, диаметры которых колеблются от 30 до 120 м, а глубина от 3 до 10 м. Наклон скатов составляет 3—15°, причем сравнительно часто наблюдается асимметрия скатов. Наблюдались также формы соединенных углублений увалистого типа, нередко расположенные в осях лоханочных долин.

Большинство карстовых углублений использовано для земледелия, постоянная пахота вызывает сглаживание более резких границ между уровнем вершин, скатами и дном.

В период весенней оттепели в углублениях временно скапливается вода, которая лишь в немногих формах, расположенных низко, удерживается в течение всего года.

Размещение карстовых углублений обнаруживает отчетливо выраженную связь с геологической структурой. Вся Ходельская Котловина представляет собой большую денудационную форму, образованную в мягких мергелях верхнего мастрихта. Она имеет дочетвертичную основу (плиоценовую). Во время плейстоценовой эпохи Котловина была заполнена гляциальными осадками, связанными, по крайней мере, с двумя оледенениями, (краковскими и среднепольским). В восточной части Котловины покров плейстоценовых осадков отчетливо денудирован. Во многих местах на поверхности обнажаются мергели, которые к востоку переходят в разные виды мергелевых отложений с непостоянным содержанием  $\text{SiO}_2$ . Из отложений более устойчивых к разрушению построены водораздельные поверхности выравниваний, а также одиночные останцовые возвышенности.

Дифференцирование химического состава мергелей и залежей дает возможность сделать следующие сопоставления:

Местность	$\text{CaO}_2$ %	$\text{SiO}_2$ %	$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$ %	$\text{CaO}$ %
Ратошин (мергель)	33,85	20,54	3,76	41,63
Стасин (мергель)	32,91	22,35	4,46	40,20
Людвиннов (мерглевая порода)	29,55	35,00	3,18	35,00

Самые большие скопления карстовых углублений выступают в местах выхода мергелей. На территории с тонким покровом плейстоценовых осадков наблюдались репродуцированные формы, причем характер плейстоценовых осадков, заполняющих углубления, указывает на их связь с периодом балтийского оледенения.

На основании отношения карстовых форм к дифференцированным плейстоценовым образованиям автор предполагает, что карстовые углубления в восточной части Ходельской Котловины начали развиваться после фазы интенсивного разрушения осадков гляциальной аккумуляций среднепольского оледенения. Возможно, что часть формы развилась во время эмского интергляциала. На это указывало бы заполнение их покровными осадками из периода балтийского оледенения. Весьма важная стадия развития карстовых форм имела место под конец плейстоцена в условиях исчезновения вечной мерзлоты. Вырубка лесов и использование территории под вспашку более большого пространства исследованной территории началось только в XIX веке. Это вызвало быстрое преобразование карстовых форм,

закрывающееся в выравнивании краев и скатов. Современная эволюция ведет к постепенному уменьшению глубины карстовых углублений благодаря деградации почв на скатах и аккумуляции колювий на их днищах.

## SUMMARY

In the area of the Chodel Basin there occur many karst phenomena. The author carried out geomorphological investigations in the eastern part of the Chodel Basin and in the adjoining part, the Urzędów Uplands. The surface examined totalled 60 sq. km.

On the territory of the Pliocene denudation peneplains, slopes and denuded surface of slide tongues, there occur karst sink holes the maximum density of which amounts to 102 per one square kilometer. The karst sink holes have a cover profile and are round or elliptical in shape. The diameter and the depth of those karst sink holes range from 30 to 120 m and from 3 to 10 m, respectively. The inclination of the slopes is from 3 to 15°, the asymmetry of the slopes being frequent. There occur joined sink holes typical of „uvalas”, often situated on the axis of the round-bottomed valleys. The majority of the karst sink holes are under cultivation. The tillage results in obliterating sharper margins between denudation peneplains and slopes, on the one hand, and their bottom, on the other.

During spring thaw the karst sink holes are filled temporarily with water; only sink holes situated lowest keep water all the year round.

The distribution of the karst sink holes is apparently connected with their geological structure. The whole Chodel Basin is a denudation form, reproduced from soft upper Maestrichtian marls, its predisposition being earlier than the Quaternary (the Pliocene). At the time of the Pleistocene the Basin was filled up with glacial deposits, their origin having been related, at least to two Glaciation periods (the Cracovian and the Middle-Polish). In the eastern part of the Basin the cover of the Pleistocene deposits is actually degraded. In many sites on the surface of the Basin there are visible marls which eastward turn to be limestone with variable content of  $\text{SiO}_2$ . Watershedly denudation surfaces and single monadnockly elevations are built of rocks more resistant to degradation.

The diversified composition of marls and bedrocks is presented below:



Locality	CO <sub>2</sub> %	SiO <sub>2</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	CaO %
Ratoszyn (marls)	33.85	20.54	3.76	41.68
Stasin (marls)	32.91	22.35	4.46	40.20
Ludwinów (marls)	29.55	32.00	3.18	35.00

The greatest agglomerations of karst sink holes occur in the outcrops of marls. In the area with a thin cover of the Pleistocene deposits, the author observed some reproduced forms. The character of the Pleistocene deposits with which the hollows are filled up, indicates their relation to the Baltic Glaciation.

On the basis of the relationship of karst phenomena to the differentiated Pleistocene deposits, the author assumes that the karst hollows in the eastern part of the Chodel Basin started their development after the period of intense degradation of the deposits of glacial accumulation at the Middle-Polish Glaciation period. It is very probable that some phenomena developed at the time of the Eemian Interglacial. The fact that they had been filled up with cover deposits related, by origin, to the Baltic Glaciation would confirm the supposition. The important stage in the development of karst phenomena took place at the end of the Pleistocene when permafrost disappeared. Cutting off the forest and putting the major part of territory examined under cultivation took place only in the XIXth century. This brought about a rapid change of karst phenomena, which resulted in obliterating their margins and slopes. Contemporary evolution leads to a gradual increase of the depth of karst hollows by a degradation of the soils on the slopes and the accumulation of colluviae at their bottom.

Z Zakładu Geografii Fizycznej UMCS  
Kierownik: prof. dr Adam Malicki

Marian HARASIMIUK

**Opoka odwapniona w Lechówce koło Rejowca**

**Декальцинационная опока в Леховке в окрестностях Реёвца**

**Decalcified „Opoka” in Lechówka near Rejowiec**

O występowaniu na Wyżynie Lubelskiej odwapnionych skał wieku kredowego pierwszy pisał Z. Starzyński (8). Traktował je jako odmiany opoki „nagórzańskiej”, wapniowo-krzemowej. Według tego autora „...opoka nagórzańska zawiera przeciętnie od 30 do 60 %  $\text{CaCO}_3$  oraz średnio 54 % reszty nierozpuszczalnej. Piaszczyste odmiany opoki nagórzańskiej różnią się znacznie od przeciętnego typu opoki kredowej i stanowią właściwie odrębny typ występowania skalnego. Zawierają przeciętnie do 30 %  $\text{CaCO}_3$ , a często są tego składnika pozbawione. Wśród nich dają się wyróżnić odmiany peliczne i psamiczne” (8, s. 251).

W roku 1950 M. Kamiński i Z. Sokalski (4) piszą również o odwapnionych skałach na Wyżynie Lubelskiej. Podają oni kilka analiz chemicznych, jednak nie opisują szczegółowo żadnego profilu. Pierwsze szczegółowe opracowanie dotyczące skał odwapnionych dał W. Pożaryski (6). Autor ten dokładnie opisał odsłonięcia na lewym brzegu Wisły, w Piotrowicach na północ od Zawichostu oraz w Górze Puławskiej. Natomiast na prawym brzegu Wisły, na Wyżynie Lubelskiej szczegółowo opisał on tylko profil w Parchatce. Inne miejsca występowania skał odwapnionych zostały opisane bardzo pobieżnie. Miejscowości, w których W. Pożaryski stwierdza występowanie skał odwapnionych, leżą na południo-zachodzie lub na zachodzie Wyżyny Lubelskiej. Autor ten nie stwierdził występowania skał odwapnionych w okolicach Chełma.

W monografii geomorfologicznej Wyżyny Lubelskiej A. Jahn (3) w rozdziale „Morfologia przedczwartorzędowa Wyżyny Lubelskiej”,

skałom odwapnionym poświęca tylko kilka zdań, dodając do stanowisk W. Pożaryskiego odkrywki na północ od Lublina w dolinie Ciemęgi. Autor ten wspomina również o występowaniu żwirów opoki odwapnionej w utworach czwartorzędowych doliny Wieprza.

J. Morawski (5) pisze o płytkim, kilkudziesięciocentymetrowym odwapnieniu skał kredowych w okolicach Rejowca.

Dość dokładnie, ale głównie z punktu widzenia przydatności dla przemysłu opisał skały odwapnione W. Tarnas (9). Wymienia on szereg punktów występowania tego rodzaju skał na Wyżynie Lubelskiej, dokładniej zajmując się okolicami Chełma i Rejowca.

O występowaniu opoki odwapnionej w północno-wschodnich obszarach Wyżyny Lubelskiej piszą również A. Bolewski i M. Turnau-Morawska (1).

Na określenie skał odwapnionych na Wyżynie Lubelskiej używano kilku różnych nazw: opoka krzemowa, opoka lekka, ziemia krzemionkowa, opoka odwapniona. Najwłaściwsze jest chyba jednak określenie „opoka odwapniona”, które mówi nam o genezie skały, a także o jej właściwościach chemicznych.

W czasie szczegółowego kartowania geomorfologicznego okolic Rejowca stwierdziłem występowanie opoki odwapnionej w odkrywce, która znajduje się na wschodnim zboczu wzgórza wznoszącego się ponad 250 m n.p.m., położonego w pobliżu miejscowości Lechówka około 6 km na północ od stacji Rejowiec.

Profil zachodniej ściany odkrywki: <sup>1</sup>

- 0 — 20 cm piaszczysty poziom humusowy;
- 20 — 65 cm piasek różnoziarnisty (przewaga ziarn drobnych) z domieszką części ilastych, w stropie jasnoszary przechodzący bez wyraźnej granicy w ciemnobrunatny;
- 65 — 90 cm piasek ilasty glaukonitowy, barwy brunatnej ze żwirkami kwarcowymi i litytowymi („fasolka oligoceńska”);
- 90 — 110 cm piasek ilasty zielonobrunatny z glaukonitem;
- 110 — 120 cm ił plastyczny, szary;
- 120 — 320 cm silnie zwietrzała, rozdrobniona opoka odwapniona barwy seledynowej z licznymi naciekami rdzawymi i z pierścieniami Lieseganga;
- 320 — 550 cm opoka odwapniona niezwietrzała.

Liczne wiercenia <sup>2</sup> pozwalają stwierdzić, że opoka w bezpośrednim sąsiedztwie odkrywki jest odwapniona do około 11 m. Jest to maksymalna miąższość warstwy odwapnionej w tej okolicy. Przeciętna miąższość tej warstwy wynosi około 4—5 m. Wśród opoki odwapnionej

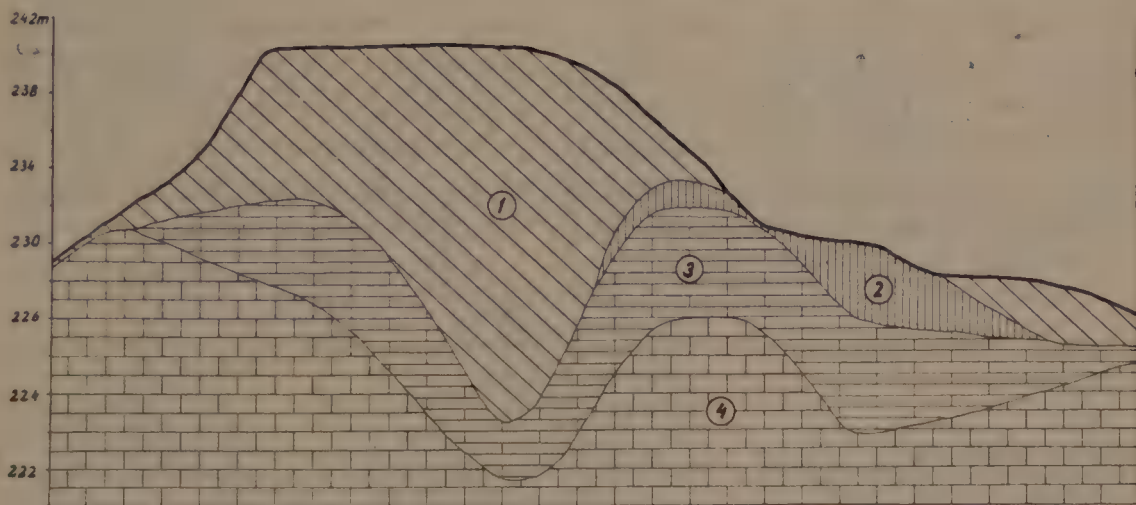
<sup>1</sup> Odkrywka ta była badana w latach poprzednich przez A. Walczowskiego.

<sup>2</sup> Wiercenia te, udostępnione mi przez Instytut Geologiczny, były opracowane przez P. Mączkę. Na podstawie tych wierceń wykonano również zamieszczone poniżej profile schematyczne.



znajduje się kilka cienkich (kilkanaście do kilkudziesięciu cm) przewarstwień ilastych; niektóre z nich słabo reagują z HCl. Są to zapewne odpowiedniki spotykanych wśród opok w okolicy Rejowca przewarstwień marglistych o zmniejszonej zawartości  $\text{SiO}_2$ .

Ukształtowanie powierzchni opoki odwapnionej jest bardzo urozmaicone. I tak: najniżej położony punkt powierzchni opoki odwapnionej = 214 m, najwyżej = 235 m. Podobnie przedstawia się również ukształtowanie powierzchni spągowej opoki odwapnionej: punkt położony najniżej — 214 m, najwyżej — 230 m. Powierzchnia opoki odwapnionej wielkości około 0,5 km<sup>2</sup> przedstawia kilka zagłębień prawdopodobnie bezodpływowych o średnicy od 100 do 300 m i o głębokości 7—9 m. Zagłębienia te są wypełnione osadami oligoceńskimi wykształconymi w postaci zielonych lub zielonobrunatnych piasków glaukonitowych z „fasolką” w spągu oraz ilów plastycznych szarych i brązowych, a także osadami czwartorzędowymi i trzeciorzędowymi, zaburzonymi prawdopodobnie pod wpływem nacisku lądolodu w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. Bardzo charakterystyczna jest tu inwersja rzeźby doskonale widoczna na zamieszczonych profilach schematycznych.

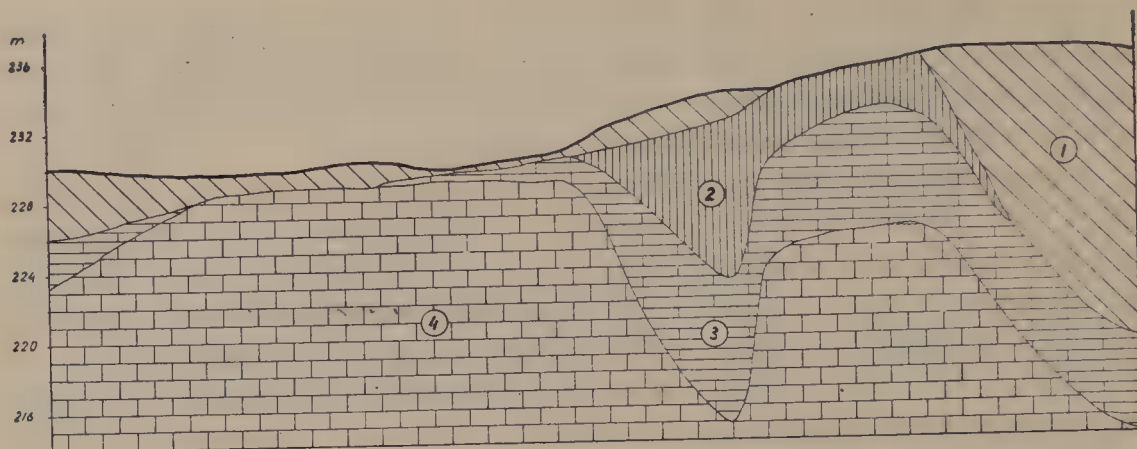


Ryc. 1. Profil przez wzgórze w Lechówce wzdłuż linii N—S: 1 — czwartorzęd (piaski i ropy); 2 — trzeciorzęd (piaski glaukonitowe i ropy); 3 — opoka odwapniona (kreda); 4 — opoka wapnista (kreda)

Cross section of the hill in Lechówka along N—S line: 1 — Sands and loams (the Quaternary); 2 — Glauconite sands and loams (the Tertiary); 3 — Decalcified „opoka” (the Cretaceous); 4 — Calcified „opoka” (the Cretaceous)

Genezę opisanych wyżej zagłębień należy chyba powiązać z procesami krasowienia.

Na wschodniej ścianie odkrywki znajdują się dwie kieszenie (jedna z nich osiąga szerokość 4 m i głębokość 3 m), wypełnione osadami



Ryc. 2. Profil przez wzgórze w Lechówce wzdłuż linii W—E  
Cross section of the hill in Lechówka along W—E line

oligocenijskimi. Im również należy przypisać genezę krasową. O eocenijskich zjawiskach krasowych w tych okolicach wspomina J. Morawski (5). Występowanie zjawisk krasowych wieku trzeciorzędowego w okolicach Człuchy sugeruje również Ł. Górecka (2).

Wszyscy autorzy, którzy zajmowali się skałami odwapnionymi, przy ich opisie podają, że cechami najbardziej charakterystycznymi są: wyjątkowa lekkość, duża porowatość, zupełny brak lub bardzo słaba reakcja z HCl oraz miękkość (skała ta łatwo daje się krajać nożem). Właściwości fizyczne opoki odwapnionej z Lechówki, oraz dla porównania margla z kamieniołomu w Rejowcu i opoki z kamieniołomu w Zagrodach na S od Rejowca ilustruje tabela 1:

Tab. 1. Właściwości fizyczne  
Physical properties

	ciężar objętościowy w $\text{g/cm}^3$	porowatość w %	odporność na zgniatanie w $\text{kg/cm}^2$
opoka odw. Lechówka	0,88	66	14,4
opoka z kam. w Zagrodach wytrawiona w HCl	0,75	71	—
opoka z kam. w Zagrodach	1,47	43,5	139,6
margiel z Rejowca	1,49	43	63

Interesująca jest zbieżność danych dotyczących ciężaru objętościowego i porowatości opoki odwapnionej z Lechówki i sztucznie odwapnionej

opoki z Zagród. Zbieżność ta jest jednym z dowodów na poparcie tezy o powstaniu opoki odwapnionej w wyniku rozpuszczenia  $\text{CaCO}_3$  w opoce pierwotnej. Opoka odwapniona bardzo silnie chłonie wodę. Jej nasiąkliwość wagowa wynosi średnio 75 %, podczas gdy opoki nieodwapnionej tylko około 24 %.

Tabela 2 ilustruje skład chemiczny opoki z Lechówki i dla porównania opoki z Zagród oraz margla z Rejowca. Próbkę Lechówka 1 pochodzi z głębokości 4 m badanej odkrywki, wyniki analizy Lechówka 2 podaje za P. Mączką.

Tab. 2. Skład chemiczny  
Chemical analysis

	Lechówka 1	Lechówka 2	Zagrody	Rejowiec wg J. Rzechowskiego (7)
$\text{SiO}_2$	80,57	31,92	33,32	14,76
$\text{CaCO}_3$	1,46	61,71	60,26	77,88
$\text{Al}_2\text{O}_3$	10,68	3,23	3,95	
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	4,95	1,21	1,37	
$\text{MgO}$	1,44	0,70	0,60	

Należy podkreślić, że oprócz opoki całkowicie odwapnionej są odmiany odwapnione częściowo, zawierające do kilkunastu procent  $\text{CaCO}_3$ . Jeżeli z analizy opoki zalegającej pod opoką odwapnioną (Lechówka 2) odliczymy % zawartości  $\text{CaCO}_3$ , to otrzymamy następujące wartości:

$\text{SiO}_2$	86,12 %
$\text{Al}_2\text{O}_3$	8,77 %
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3,27 %
$\text{MgO}$	1,89 %

Są to wartości przybliżone do składu chemicznego opoki odwapnionej. Podobne wartości podają M. Kamiński i Z. Sokalski dla skał z Piotrowic (4, s. 361). Autorzy ci obliczyli również zawartość  $\text{SiO}_2$  w opoce nieodwapnionej po odliczeniu  $\text{CaCO}_3$  i uzyskali wskaźnik zawartości w wysokości 94,16 %. A więc i w Lechówce i w Piotrowicach wartość ta jest nieco wyższa od ilości krzemionki w skale odwapnionej. Takie różnice mogą wynikać ze zmienności składu chemicznego skały pierwotnej, ale nie można wykluczyć, że nastąpiło tu rozpuszczenie niewielkiej ilości krzemionki przy równoczesnym wzbogaceniu w tlenki glinu i żelaza. A. Bolewski i M. Turnau-Morawska podają, że „...w klimacie gorącym i wilgotnym obok koncentracji glinu i żelaza zaznacza się zubożenie w krzemionkę” (1, s. 344).



Średni skład mineralny opoki odwapnionej z Lechówki podany wg A. Oberca przez W. Tarnasa (9) przedstawia się następująco:

opal	40,3 %,
kwarc i chalcedon	14,6 %,
folidoidy i glaukonit	23,9 %,
serycyt	14,3 %,
kalcyt	6,5 %,
limonit	1,1 %.

Bardzo wyraźnie przeważa tu opal, który jest rozpuszczalny w KOH i NaOH. Odłamki opoki odwapnionej rozpadają się w wyniku umieszczenia ich w jednej z tych zasad. Jest to wskaźnik, że skała posiada szkielet opalowy.

Dla części pozostałych po rozpuszczeniu opalu wykonano analizę składu mechanicznego metodą Cassagrande'a-Prószyńskiego.

Tab. 3. Skład granulometryczny  
Grain composition

	opoka odwapniona	ił leżące na opoce
> 0,1 mm	4	6
0,1 — 0,05	3	2
0,05 — 0,02	10	10
0,02 — 0,005	12	12
0,005 — 0,002	13	12
poniżej 0,002	58	58

Uderzająca jest ogromna przewaga części koloidalnych (poniżej 0,002). Prawie identyczny jest skład mechaniczny iłu leżącego bezpośrednio na opoce odwapnionej, a także wypełniającego częściowo wspomniane wyżej kieszenie. Zbieżność składu mechanicznego pozwala sugerować, że il ów mógł powstać w wyniku rozłożenia szkieletu opalowego opoki odwapnionej.

Około 1 km na wschód od opisanej odkrywki znajduje się inna odkrywka, również na zboczu wzgórza, w której występuje skała podobna do wyżej opisanej. I tu jest ona przykryta trzeciorzędem i czwartorzędem. Właściwości fizyczne i skład chemiczny tej skały są zbliżone do właściwości i składu skały z Lechówki.

#### GENEZA I WIEK ODWAPNIENIA

Wykonane badania potwierdziły wnioski M. Kamieńskiego i Z. Sokalskiego (4), odnośnie genezy omawianych skał. Powstały one w wyniku rozpuszczenia w odpowiednich warunkach klimatycznych

węglanu wapnia zawartego w skale pierwotnej. Odwapnienie zachodziło prawdopodobnie równocześnie z rozwojem form krasowych, o których wspomniano wyżej. Ponieważ opoka odwapniona jest przykryta iłem, na którym leżą osady datowane powszechnie na dolny oligocen, wobec tego odwapnienie odbywało się zapewne w eocenie. Ił leżący na opoce odwapnionej musiał być osadzony po odwapnieniu skały pierwotnej, w innym wypadku nie pozwoliłby w okresach późniejszych na silną infiltrację wody, która mogłaby rozpuścić węglan wapnia.

W. Pożaryski (6) datuje odwapnienie skał węglanowych na eocen. W eocenie panował bardzo ciepły, tropikalny klimat, który sprzyjał wietrzeniu chemicznemu (9).

#### L I T E R A T U R A

1. Bolewski A., Turnau-Morawska M.: Petrografia. Warszawa 1963.
2. Górecka Ł.: Budowa geologiczna złożeń trzeciorzędowych piasków kwarcowych w Czulczycach koło Chełma Lubelskiego. Przegląd Geologiczny, t. VI, z. 8, Warszawa 1958, ss. 483—486.
3. Jahn A.: Wyżyna Lubelska. Prace Geograficzne nr 7 Instytutu Geografii Polskiej Akademii Nauk, Warszawa 1956.
4. Kamieński M., Sokalski Z.: O niektórych skałach krzemionkowych w Polsce (On some siliceous rocks in Poland). Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego. T. XIX, z. 2, Kraków 1950, ss. 359—366.
5. Morawski J.: Z zagadnień sedymentacji i rzeźby trzeciorzędu środkowej i północnej Lubelszczyzny (On the Tertiary Sedimentation and Relief of the Central and Northern Lublin Palatinate). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, t. XII, 2. Lublin 1959, ss. 67—154.
6. Pożaryski W.: Odwapnione utwory kredowe na północno-wschodnim przedpolu Gór Świętokrzyskich. Biuletyn 75 Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa 1951, ss. 1—70.
7. Rzechowski J.: Kopalne formy krasowe z kamieniołomu w Rejowcu (Fossil karst forms from Rejowiec Quarry). Kwartalnik Geologiczny, t. VI, Warszawa 1962, ss. 109—123.
8. Starzyński Z.: Studia nad występowaniem utworów rędzinowych. Pamietnik Państwowego Instytutu Naukowego Gospodarstw Wiejskich w Puławach, t. IV, A, Kraków 1923.
9. Tarnas W.: Ziemia krzemionkowa w województwie lubelskim. Przegląd Geologiczny, t. XI, Warszawa 1963, ss. 21—26.
10. Tyczyńska M.: Klimat Polski w okresie trzeciorzędowym i czwartorzędowym (Climat de Pologne au Tertiaire et au Quaternaire). Czasopismo Geograficzne, t. XXVIII, Warszawa—Wrocław 1957, s. 131.

## РЕЗЮМЕ

Автор описывает декальцинационную породу в окрестностях Леховки — около 6 км на север от железнодорожной станции Реёвец. Максимальная мощность декальцинационной породы здесь составляет около 11 м, а средняя мощность — 4—5 м. Она покрыта образованиями третичного и четвертичного периодов, мощностью свыше десяти метров.

Декальцинационная опока резко отличается от прочих пород, выступающих в этих местностях (породы мелового возраста) в отношении физических свойств и в отношении химического состава. Объемный вес описанной породы составляет  $0,88 \text{ г/см}^3$ , пористость 66 %, а устойчивость к сдавливанию  $14,4 \text{ кг/см}^3$ . В таблице 1 представлено сопоставление этих свойств с соответственными свойствами мергелей и меловых пород, выступающих в соседних местностях. Декальцинационная опока является почти полностью лишенной углекислого кальция, а содержание кремнезема очень большое и составляет около 80,6 %. В исследуемой породе кремнеземы выступают в виде кварца, хальцедона и опала. Опал образует основной скелет декальцинационной породы. Он в породе выступает в наибольшем количестве — около 40 % всей породы.

Автор проанализировал также механический состав декальцинационной породы. Проведенный анализ обнаружил незначительное количество частиц выше 0,1 мм — едва 4 %; здесь доминируют частицы менее 0,002 мм — их общее количество составляет 58 %.

Описанная порода возникла в результате декальцинации первичной опоки — известковистой. Декальцинация наступила в эоцене, когда на месте исследованных пород господствовал тропический климат, способствующий химическому выветриванию.

## SUMMARY

The author describes decalcified „opoka” in the environs of Lechówka, about 6 km northwest from the railway station of Rejowiec. The maximum thickness of decalcified „opoka” here is about 11 m, and the mean thickness 4—5 m. It is covered with the Tertiary and Quaternary forms of about several metres in thickness. The properties and the mechanical composition of the „opoka” differs considerably from other rocks of the Cretaceous, which occur in the neighbourhood. The volume weight of the „opoka” is  $0.88 \text{ g/cm}^3$ , the porosity 66 %, the resistance to crushing  $14.4 \text{ kg/cm}^3$ .



and mechanical weight 14.4 kg/cm<sup>2</sup>. Table 1 presents these properties compared with the respective properties of marls and Cretaceous „opoka” in the neighbourhood of Lechówka. Decalcified „opoka” has hardly CaCO<sub>3</sub> and the content of SiO<sub>2</sub> is very high and amounts to 80.6 %. SiO<sub>2</sub> occurs in this rock in the form of quartz, chalcedony and opal. Opal is the main part of decalcified „opoka”. It amounts to 40 % of the rock.

The paper also presents an analysis of the mechanical composition of decalcified „opoka”. The analysis shows a small percentage of small particles above 0.1 mm (4 %). Particles below 0.002 mm predominate. Their amount is 58 %.

The described rock was formed as a result of the decalcification process of original Cretaceous rocks. The process took place in the Eocene when tropical climate prevailed and favoured chemical weathering.



ANNALES  
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA  
LUBLIN — POLONIA

VOL. XVIII, 10

SECTIO B

1963

Z Katedry Geografii Ekonomicznej Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UMCS  
Kierownik: prof. dr Franciszek Uhoreczak

Leontyna BARWIŃSKA

**Kartogram a mapa gęstości zaludnienia**

**Картограмма и карта плотности населения**

**Density Population in ■ Choropleth Map (Cartogram)  
and a Geographical Map**

Gęstość zaludnienia — liczba ludności przypadająca na jednostkę powierzchni danego pola — jest podstawową miarą rozmieszczenia ludności. Kartograficznie gęstość zaludnienia może być przedstawiona przy pomocy kartogramu lub mapy.

Brak w literaturze fachowej dostatecznego sprecyzowania definicji mapy i kartogramu oraz ich wzajemnego stosunku prowadzi do pomieszania pojęć. Rozróżnienie kartogramu i mapy nie jest rozróżnieniem tylko natury formalnej. Interpretacja danego obrazu zależy bowiem od tego czy będziemy go traktować jako mapę czy jako kartogram. Jeśli np. kartogram potraktujemy jako mapę, przypiszemy mu cechy, których nie posiada. Stwarza to niebezpieczeństwo wyciągania błędnych wniosków z uzyskanego obrazu kartograficznego.

Przy przeprowadzaniu rozgraniczenia między zakresem pojęcia „mapa” i „kartogram” należy pamiętać, że jeśli mapą w szerokim znaczeniu nazwiemy każdy obraz kartograficzny, to kartogram należy traktować jako jeden z rodzajów mapy. W niniejszej pracy chodzi o pojęcie mapy w wąskim znaczeniu, którą dla uniknięcia nieporozumień proponuję nazwać terminem specjalnym — mapą statystyczną. Praca niniejsza ma na celu uzasadnienie tego rozróżnienia.

Już w krótkim czasie po ukazaniu się pierwszych kartogramów<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Według Wagnera (45, s. 875) pojęcie gęstości zaludnienia (Volksdichtigkeit) wprowadza Zedlitz w roku 1828.



pojawiają się próby przedstawienia gęstości zaludnienia w sposób bardziej geograficzny. Idą one w trzech głównych kierunkach:

1) wyodrębnienia obszarów możliwie jednorodnych pod względem gęstości zaludnienia;

2) rozwiązania problemu jednostki powierzchniowej, jako podstawy obliczenia gęstości zaludnienia;

3) przedstawienia gęstości zaludnienia przy pomocy metody izarytmicznej.

W celu wyodrębnienia jednorodnych pod względem gęstości zaludnienia powierzchni, jako jedną z pierwszych zastosowano metodę dazymetryczną (14, 33, 49). Metoda w ogólnym zarysie polega na wydzielaniu, w oparciu o obraz osadnictwa mapy topograficznej, obszarów niezasiedlonych, zasiedlonych słabo oraz szczególnie dużych skupień ludności. Podstawą wydzielania obszarów o określonym typie skupienia ludności jest obraz osadnictwa na mapie topograficznej. Dla wyodrębnienia obszaru niezasiedlonego Siemionow Tiań-Szańskij stosuje ekwidystantę od poszczególnych punktów osadniczych na mapie. Wartość statystyczną odnosi tylko do powierzchni objętej ekwidystantą (33). Wright wyznacza odręcznie na mapie, obszary niezasiedlone i zasiedlone słabo w poszczególnych jednostkach administracyjnych, kierując się obrazem osadnictwa; szacuje liczbę ludności dla obszarów wydzielonych jako słabo zasiedlone; resztę zaś ludności wykazanej spisem odnosi do pozostałego, nie wydzielonego obszaru danej jednostki administracyjnej. Powierzchnie poszczególnych, wyodrębnionych obszarów ustalane są planimetrycznie.

Pokrewny kierunek reprezentują prace nad wydzielaniem stref określonej gęstości zaludnienia na podstawie kropkowej mapy rozmieszczenia ludności (9, 12, 40, 55). De Geer i Enequist wykreślają w tym celu ekwidystanty od poszczególnych kropek tak, aby stykały się ze sobą lub lekko na siebie zachodziły. Promienie ekwidystant dobrane są do podziałki mapy, wartości statystycznej kropki oraz przyjętych przedziałów klasowych w ten sposób, że obszar objęty ekwidystantą o danym promieniu odpowiada gęstości zaludnienia określonego przedziału klasowego.

Smeds (40) stosuje ruchomy krążek wycięty w przezroczystym arkuszu celuloideu, o powierzchni dostosowanej do podziałki mapy i wartości kropki. Przesuwając krążek po mapie, wyszukuje powierzchnie o liczbie kropek w polu odpowiadającej danemu przedziałowi klasowemu, np. 5—10. Przez połączenie środków kolejnych położeń krążka uzyskuje strefy równej gęstości zaludnienia. Krążek — ruchome pole — przesuwany jest tak długo, aż wydzielony zostanie obszar o określonej

gęstości zaludnienia. Następnie wyszukuje się powierzchnie o liczbie kropek odpowiadającej drugiemu z kolei przedziałowi klasowemu.

Olbrzymie zróżnicowanie w sposobie rozmieszczenia ludności skłoniło do poszukiwania jednostek powierzchniowych bardziej stosownych niż administracyjne. Sawicki formułuje w następujący sposób poglądy na znaczenie pola podstawowego w kartogramie, panujące na przełomie XIX i XX wieku: „... jedni utrzymują, że liczba ta ma jedynie przedstawiać fakt rozmieszczenia bez względu na związek rozmieszczenia z czynnikami, które na nie wpływają. Inni sądzą, że należy ten związek uwzględnić już w wyborze jednostek powierzchni. Pierwsi są za używaniem jednostek powierzchni geometrycznych, drudzy fizyograficznych” (37, s. 11).

Ten ostatni kierunek reprezentują ci, którzy przyjmują, że wydzielanie pól podstawowych winno być oparte o kryteria geograficzne (13, 28, 48). Zwolennicy poglądu, że obraz kartograficzny ma dostarczyć jedynie rozmieszczenia gęstości zaludnienia bez sugerowania związków z innymi zjawiskami, dążą do zastosowania pól porównywalnych i wprowadzają pola regularne (11, 15). Późniejsze prace traktujące o polach regularnych Cushinga (5), Uhorcza (44), Czekalskiego (6, 7, 8), Hägerstranda (18) i szeregu innych (2) wiążą się z zagadnieniem izarytm w mapach ludnościowych. W ostatnich latach zarysowuje się tendencja do wydzielania regionów fizjograficzno-administracyjnych (22) lub statystycznych (26), jako podstawy do gromadzenia materiałów statystycznych. Hägerstrand proponuje w tym celu geodezyjnie ustalone kwadraty (18).

Pierwsze próby przedstawienia gęstości zaludnienia przy pomocy izarytm sięgają połowy XIX wieku. Teoretyczne podstawy do konstrukcji izarytm daje Léon Lalanne.<sup>2</sup> Badane terytorium dzieli na dostatecznie małe części i w środku każdej z nich wystawia pionową proporcjonalną do gęstości zaludnienia, następnie analogicznie do powierzchni topograficznej wyznacza krzywe poziome, które odpowiadają wysokośćom pionowym i ekwidystantnym. Linie te nazywa „lignes d'égalité population spécifique”. W roku 1857 ukazują się pierwsze izarytmiczne mapy gęstości zaludnienia opracowane przez Ravna.

W mapach tych zastosowano interpolację matematyczną między wartościami odniesionymi do środków gmin. Przy czym ludność miejska została całkowicie wyłączona.<sup>3</sup>

Świadomość odrębności izarytm w mapach ludnościowych w stosunku do izarytm tzw. „ciągłych” w klimatologii, a z drugiej strony brak

<sup>2</sup> Na pracę L. Lalanne (23) w literaturze polskiej pierwszy zwrócił uwagę J. Czekalski (7, s. 203).

<sup>3</sup> Według relacji E. Behma (4) i M. Eckerta (11).

dostatecznego sprecyzowania ich podstaw teoretycznych, prowadzi często-  
kroć do sprzecznych wniosków (7, s. 222; 11, s. 167; 16).

Pierwszą próbę ustalenia wymierności liczbowej obrazu izarytmicz-  
nego dla zjawisk gospodarczych podejmuje w roku 1925 Zdobnicka  
(52). W roku 1930 Uhorcza (44) porusza, zasadnicze dla tej kate-  
gorii izarytm zagadnienie pól podstawowych i ich układu oraz podzia-  
łek interpolacyjnych. Praca ta skłania Czekalskiego do ogłoszenia  
trzech rozpraw traktujących o teoretycznych podstawach i zastosowaniu  
metody izarytmicznej (6, 7, 8).

Równolegle w kartometrii prowadzone są prace nad uniezależnie-  
niem obrazu izarytmicznego od przypadkowości nałożenia układu pól  
podstawowych na badany obszar (41).

### I KARTOGRAM GĘSTOŚCI ZALUDNIENIA

W niniejszej pracy przyjęto następujące określenie kartogramu:  
kartogram jest kartograficzną formą przedstawienia wartości statystycz-  
nych, obliczonych i odnoszących się do z góry ustalonych powierzchni.  
Powierzchnie te nazywamy polami podstawowymi i mogą nimi być:  
jednostki administracyjne, fizjograficzne oraz pola regularne. Wartości  
statystyczne nanosi się na mapę podkładową z zaznaczonymi granicami  
pól, do których odnoszą się te wartości.

Przy tak rozumianym kartogramie obojętne jest, czy za podkład  
posłużyły tylko granice pól podstawowych, czy mapa topograficzna  
z naniesionymi dodatkowo granicami pól. Z punktu widzenia badanego  
zjawiska w obu przypadkach mamy do czynienia z kartogramem.

Kartogram nie przestaje być kartogramem, nie staje się mapą, jeśli  
opuszczone zostaną granice pomiędzy polami o podobnych wartościach.  
Może być tylko pod względem metody źle kartograficznie przedstawio-  
nym kartogramem.<sup>4</sup>

Każda wartość przedstawiona przy pomocy kartogramu może być  
odniesiona tylko do całej powierzchni określonego pola, potraktowanego  
jako pole podstawowe. Kartogram już w swym założeniu nie wnika  
w sposób rozmieszczenia badanego zjawiska w obrębie danego pola

<sup>4</sup> Wyjątkiem będą skrajne przypadki kartogramu opartego o bardzo małe  
pola. Np. kartogram (kartodiagram) rozmieszczenia ludności opracowany metodą  
tarczek. Jeśli poszczególne tarczki odnoszą się do pól, którymi są powierzchnie  
pojedynczych wsi; jeśli tarczki te umieszczane są w środku miejscowości lub  
obszaru zasiedlonego i jeśli ponadto opracowanie jest w stosunkowo małej  
podziałce; można wówczas przyjąć, że tarczki odnoszą się do punktów, a nie do  
powierzchni. W takim przypadku kartogram jest zarazem mapą (w wąskim  
tego słowa znaczeniu) rozmieszczenia ludności i wtedy opuszczenie granic  
poszczególnych wsi może być uzasadnione, a nawet celowe.



podstawowego. Dlatego wyciąganie na podstawie kartogramu jakichkolwiek wniosków o rozmieszczeniu tego zjawiska w poszczególnych częściach pola podstawowego, jest z gruntu fałszywe.

#### 1. KARTOGRAFICZNE FORMY KARTOGRAMU GĘSTOŚCI ZALUDNIENIA

W niniejszej pracy posłużono się terminem „kartogram izarytmiczny”<sup>5</sup> na określenie kartograficznego obrazu uzyskanego drogą interpolacji między wartościami odniesionymi do punktów reprezentujących określone powierzchnie, zwane polami podstawowymi. Uprawnia do tego przyjęta uprzednio definicja kartogramu oraz określona w dalszym tekście rola izarytm opartych o wartości dla kartogramu. Jest tylko izarytmiczny kartogram gęstości zaludnienia lub mapa gęstości zaludnienia, zależnie od założeń metodycznych, na których oparto konstrukcję danego obrazu kartograficznego.<sup>6</sup>

Opierając się na przyjętej w niniejszej rozprawie definicji kartogramu oraz roli izarytm potraktowanych jako forma interpretacji wartości reprezentujących określone pola i przyjmując sposób kartograficznego przedstawienia kartogramu jako kryterium podziału; wyróżnić można trzy zasadnicze rodzaje kartogramów: a) kartogramy powierzchniowe<sup>7</sup>, b) kartogramy izarytmiczne, c) kartodiagramy.<sup>8</sup> Podział ten nie wyklucza istnienia form przejściowych, które występują na ogół jako skrajne przypadki wymienionych rodzajów (29, 30, 43).

Wartości przedstawione przy pomocy kartogramu mogą więc mieć charakter a) wartości względnych — np. kartogram powierzchniowy lub izarytmiczny, b) wartości bezwzględnych — np. kartodiagram.<sup>9</sup> Przyjęcie wartości względnych jako jednego z kryteriów kartogramu, zwraca uwagę na nieistotną i nie wyłączną jego cechę i jest jednym z powodów braku jasnego sprecyzowania różnicy między mapą i kartogramem.

Opracowanie gęstości zaludnienia jakiegoś obszaru przy pomocy kartogramu obejmuje następujące etapy:

<sup>5</sup> Terminu tego używają statystycy.

<sup>6</sup> Odnosnie wyjątków patrz: s. 215.

<sup>7</sup> Kartogram powierzchniowy, oparty o pola regularne, nazywany jest kartogramem właściwym, J. Czekalski (6, s. 471).

<sup>8</sup> J. Czekalski przyjmuje, że kartodiagram jest jednym z rodzajów kartogramu (6, s. 471).

<sup>9</sup> W przypadku, gdy pola są jednakowej wielkości, kartodiagram odpowiada jednocześnie gęstości zaludnienia. Tarczka, lub inna figura, odpowiadająca liczbie ludności danego pola jest wówczas proporcjonalna do gęstości zaludnienia tegoż pola.

- 1) ustalenie pola podstawowego i jego układu,
- 2) obliczenie wartości pól podstawowych,
- 3) wybór przedziałów klasowych — grupowanie wartości pól,
- 4) wybór kartograficznej formy przedstawienia gęstości zaludnienia.

## 2. POLE PODSTAWOWE

Punktem wyjściowym dla opracowania kartogramu w ogóle jest ustalenie pola podstawowego i jego układu. Pole podstawowe obok przedziałów klasowych, jest najważniejszym problemem do rozwiązania w kartogramie. Pole nosi tu cechy przedziału klasowego — elementu grupującego przestrzennie badane zjawisko — niezbędnego do pewnych uogólnień czy wniosków syntetycznych, charakteryzujących zjawisko na danym obszarze. Zastosowanie odpowiedniego kryterium i właściwy dobór pól decydują o poprawności metodycznej i o wartości kartogramu w ogóle.

### a) Rodzaje pól podstawowych

Mając na uwadze sposób uzyskania materiału liczbowego, wyróżniamy dwie zasadnicze grupy pól:

- 1) jednostki administracyjne lub obwody spisowe,
- 2) pola oderwane od podziału administracyjnego<sup>10</sup> — a) jednostki fizjograficzne, b) pola regularne.

Jednostki administracyjne są jednocześnie jednostkami, którymi posługuje się statystyka. Opracowanie gęstości zaludnienia nie wymaga zatem ani dodatkowych przeliczeń, ani dodatkowych prac kartograficznych. Ponadto statystyka większości zjawisk gospodarczych, społecznych i innych, mających związek z rozmieszczeniem ludności, posługuje się także jednostkami administracyjnymi. Dlatego pozostaną one niezastąpione tam, gdzie chodzi o szybkie i łatwe uzyskanie obrazu gęstości zaludnienia oraz porównanie z zasięgami innych zjawisk ujmowanych z zasady jednostkami administracyjnymi. Wymagana jest jednak ostrożność w wyciąganiu wniosków dotyczących podobieństw i różnic między poszczególnymi polami, zarówno gdy chodzi o gęstość zaludnienia, jak i związki z innymi zjawiskami, które zwykliśmy wiązać z rozmieszczeniem ludności.

Jednostki fizjograficzne obejmują grupę pól wydzielonych w oparciu o kryteria geograficzne (28, 31, 32, 37). Będą to opar-

<sup>10</sup> Należą tu również pola, których granice nie pokrywają się z przebiegiem granic jednostek administracyjnych współczesnych interesującemu nas materiałowi statystycznemu, np. podział administracyjny Polski z 1950 r. w stosunku do spisu z 1960 r.

wania ujmujące gęstość zaludnienia według wszelkiego rodzaju jednostek fizjograficznych, lub naturalnych, określonej odległości od morza, ukształtowania pionowego, regionów geograficznych, ekonomicznych itp.

Jeśli interpretujemy kartogram oparty o jednostki fizjograficzne z punktu widzenia gęstości zaludnienia, to musimy pamiętać, że strefy np. glebowe są jednorodne (geograficzne) tylko z punktu widzenia gleb, natomiast, jeśli chodzi o rozmieszczenie ludności, nie są one bardziej jednorodne niż pola regularne, jednostki administracyjne, czy jakiegokolwiek inne dowolnie dobrane pola.

Jednostki administracyjne i fizjograficzne jako pola podstawowe posiadają z punktu widzenia rozmieszczenia ludności szczególnie małą wartość. Wykluczają możliwość obiektywnego wykazywania związków zachodzących między rozmieszczeniem ludności i z góry założonymi polami. Wymienione rodzaje pól są zróżnicowane pod względem wielkości i kształtu. Ponadto jednostki administracyjne ulegają mniej lub więcej częstym zmianom, a jednostki fizjograficzne nie są na ogół określane jednoznacznie.

Począwszy od granicy wsi, a skończywszy na granicy państwa, zasięgi określonych typów osadnictwa i skupień ludności nie wykazują bliższych związków z przebiegiem granic administracyjnych — na równi z granicami pól oderwanych. Dowodem tego jest choćby rozbieżność, występująca z reguły między granicą administracyjną miasta a stopniem koncentracji osadnictwa i ludności typu miejskiego.<sup>11</sup>

To samo zauważyć można w odniesieniu do jednostek fizjograficznych, klimatycznych czy glebowych. Osadnictwo wykazuje tendencje do zajmowania stref granicznych; gospodarstwa rolne skupiają się na pograniczu różnych form użytkowania ziemi; miasta pełniące funkcję ośrodków usługowych lub handlowych — na pograniczu różnych pod względem gospodarczym krain. Duży odsetek największych aglomeracji świata leży na pograniczu stref klimatycznych, krajobrazowych czy po prostu lądu i morza.

Każde zjawisko posiada sobie tylko właściwy i niepowtarzalny oraz zróżnicowany jakościowo i ilościowo sposób występowania. Doszukiwanie się związków między różnymi zjawiskami ma sens po uprzednim ustaleniu obrazu występowania, indywidualnie dla każdego zjawiska.

Postawiony w ten sposób problem wymaga zastosowania takich pól podstawowych, które nie sugerowałyby z góry żadnych związków z badanym zjawiskiem, a jedynie służyły do wydzielenia określonych typów rozmieszczenia ludności i stanowiły ewentualny materiał do porównywania z zasięgami i natężeniem innych zjawisk w sposób

<sup>11</sup> Niezależnie od tego na jakim kryterium oparte będzie wydzielenie miast.



liczbowo wymierny. Bardzo natomiast niebezpieczne jest dopatrywanie się bezpośrednich związków między zasięgiem zjawiska pełniącego rolę pól podstawowych, a zróżnicowaniem obrazu gęstości zaludnienia, uzyskanego tymi polami.

**P o l a   r e g u l a r n e.** Pole podstawowe w kartogramie pełni jedynie rolę najmniejszego elementu powierzchniowego, traktowanego jako forma grupowania przestrzennego badanego zjawiska. Grupowanie ma na celu tylko techniczne przygotowanie materiału, analogicznie do grupowania zbiorowości w statystyce.

Aby pola podstawowe w kartogramie mogły spełnić tak postawione zadanie, winny być porównywalne pod względem wielkości, kształtu, układu pól i sposobu nałożenia tego układu na obszar objęty badaniem. Zmiana któregośkolwiek z tych elementów pola wpływa zasadniczo na zmianę kartograficznego obrazu badanego zjawiska.

Ponieważ nie znamy z góry form przestrzennego grupowania badanego zjawiska (gdybyśmy znali, nie istniałaby potrzeba badań), nie ma z punktu widzenia tego zjawiska żadnej obiektywnej podstawy do oceny, który kształt, wielkość i układ pól jest najodpowiedniejszy.<sup>12</sup> Dlatego rozpatrywanie pól podstawowych ograniczyć należy do wymagań stawianych przez ogólne zasady konstrukcji kartogramu, wynikające z jego założeń metodycznych.

Wymagania te spełniają pola, jeśli: 1) są jednakowe co do wielkości i kształtu, 2) kształt pola jest zbliżony możliwie jak najbardziej do koła, aby nie uprzywilejowywać żadnego z kierunków pod względem układu pól i sposobu jego nałożenia, 3) wielkość pola jest dostosowana do specyfiki badanego zjawiska w granicach przyjętych założeń metodycznych, 4) układ pól pokrywa powierzchnię bez reszty.<sup>13</sup>

Z punktu widzenia metodycznego warunkom tym odpowiadają pola regularne — przede wszystkim sześcioboki. Stroną ujemną są trudności natury technicznej przy ustalaniu wartości statystycznych w obrębie pól oderwanych od podziału administracyjnego oraz brak obiektywnej podstawy do nałożenia układu pól na badany obszar. Trudności te mogą być jednak w dużym stopniu przezwyciężone.<sup>14</sup> Stawiamy często zarzut sztuczności kształtu figur geometrycznych, jest bezpodstawny. Sposób rozmieszczenia ludności czy innego zjawiska, nie da się wtłoczyć

<sup>12</sup> Nawet w oparciu o znajomość specyfiki występowania badanego zjawiska i założenie, że istnieje pole optymalne.

<sup>13</sup> Wymagania w punkcie 1, 2, i 4 stawiają J. Czekalski (7) oraz C. F. Schmid i E. H. MacCannell (38).

<sup>14</sup> patrz: „Zasada nałożenia układu pól podstawowych”, s. 196 i „Ustalenie wartości pola podstawowego”, s. 197.

w żadne ramy z góry ustalonych pól. Natomiast jedynie pola regularne są porównywalne, i ta cecha stawia je na pierwszym miejscu przed innymi rodzajami pól.<sup>15</sup>

### b) Wielkość pola podstawowego

Ogólne zasady konstrukcji kartogramu jako jedyny warunek stawiają wymaganie, aby wszystkie pola w danym układzie pól były jednakowej wielkości. Rząd wielkości ustalony winien być w oparciu o znajomość specyfiki występowania badanego zjawiska.

Prawdopodobnie każde zjawisko w granicach danego regionu lub obszaru objętego badaniem posiada:

1) optymalną jednostkę powierzchniową, której zastosowanie daje obraz najbardziej charakterystyczny z punktu widzenia badanego zjawiska w granicach danego rzędu wielkości;

2) jednostkę graniczną maksymalną i minimalną, powyżej której nie można już wydzielić żadnych elementów przestrzennego zróżnicowania badanego zjawiska, i poniżej której nie jest się w stanie wydobyć żadnych elementów ani syntetycznych, ani analitycznych tegoż zjawiska.

Wielkość pola optymalna może być potraktowana jako odpowiadająca średniej wielkości form przestrzennych badanego zjawiska, albo jako wielkość odpowiadająca najczęściej powtarzającej się wielkości form występowania. W pierwszym przypadku wielkość ta może w rzeczywistości w ogóle nie występować.

Określenie pola optymalnego i wartości granicznych pola wymaga indywidualnych badań dla konkretnego zjawiska, obszaru i czasu, stanowi więc osobną bardzo obszerną dziedzinę badań. Ustalenie wielkości pola winno być w zasadzie poprzedzone takimi badaniami.

W niniejszej pracy porzeczano na wielkości pola ustalonej z góry = 1000 km<sup>2</sup>, odpowiadającej w przybliżeniu średniej wielkości powiatu Polski w roku 1950. Jest to ponadto o tyle poprawne, że wielkość pola nie ma bezpośredniego wpływu na same założenia metodyczne kartogramu, o których głównie traktuje niniejsza praca.

### c) Kształt i układ pól podstawowych

Wymagania kartogramu w stosunku do kształtu i układu pól podstawowych ograniczają się w zasadzie do tego, że pola winny być

<sup>15</sup> Stosowane dla celów praktycznych wydzielenie pól drogą sumowania małych jednostek administracyjnych do zamierzonej wielkości, np. regiony fizyczno-administracyjne Uhorczaka (22) lub regiony statystyczne Lijewskiego (26) są w pewnym stopniu porównywalne pod względem wielkości, zróżnicowany zaś kształt nie spełnia zupełnie warunków stawianych przez kartogram.

jednakowego kształtu i możliwie zbliżone do koła, zaś układ pól winien pokrywać powierzchnię bez reszty. Sprawa jest bardziej skomplikowana w przypadku, gdy mamy do czynienia z kartogramem izarytmicznym, który stawia szczególne wymagania co do kształtu i układu pól, wynikające z zasad konstrukcji izarytm stosowanych w kartogramie.

### 3. ZAŁOŻENIA METODYCZNE KARTOGRAMU IZARYTMICZNEGO

Wartości statystyczne, ustalone dla określonych pól i przedstawione przy pomocy izarytm, nie dają — analogicznie do kartogramu powierzchniowego — obrazu przestrzennego, przeobrażonego w sensie geograficznym. Są tylko inną formą kartograficznej interpretacji nie tylko tego samego zjawiska, ale i identycznych wartości reprezentujących identyczny układ pól podstawowych. Jeśli przyjmie się za Czekalskim, że „... kartogram jest zawsze tylko zapisem lub ilustracją” (6, s. 475), to kartogram izarytmiczny jest tylko inną formą zapisu, ale tylko zapisu statystycznego.

Metoda izarytmiczna będzie mogła w sposób wymierny liczbowo, wydobyć przestrzenne i czasowe zmiany w natężeniu zjawiska<sup>16</sup> oraz mieć wartość metody porównawczej, gdy określonemu układowi przestrzennemu zjawiska w rzeczywistości odpowiadać będzie tylko jeden obraz przebiegu izarytm na mapie. W praktyce problem nie jest prosty. Izarytmy nie przedstawiają bezpośrednio gęstości zaludnienia, ani rzeczywistej, ani na mapie — nawet do tego nie dążą. Uzyskane drogą interpolacji, między wartościami obliczonymi dla poszczególnych pól kartogramu, mogą być traktowane jedynie jako graficzna forma interpretacji kartogramu.

Kartogram izarytmiczny gęstości zaludnienia opiera się na założeniu, że ustalona dla badanego pola wartość, odniesiona do określonego punktu, reprezentuje badane zjawisko, w obrębie tegoż pola jako całości.<sup>17</sup> Punkt ten położony z reguły w obrębie pola, które reprezentuje, nazywany jest punktem odniesienia. Z chwilą przypisania mu określonej wartości odnoszącej się do pola, nazywa się cechowanym punktem odniesienia. Cechowany punkt odniesienia reprezentuje badane zjawisko w obrębie konkretnego pola jako całości. Układ cechowanych punktów odniesienia połączonych osiami interpolacyjnymi stanowi pod-

<sup>16</sup> Chodzi o zmiany, których uchwycenie leży w granicach możliwości danej metody.

<sup>17</sup> C. F. Schmid (38) konstrukcję izarytm w kartogramie wyprowadza od stereogramu opartego o wartości dla pól. Stereogram tnie płaszczyznami równych wyniesień, równoległych do podstawy. Wysokość poszczególnych płaszczyzn odpowiada kolejnym przedziałom klasowym. Pionowy rzut stereogramu daje obraz analogiczny do kartogramu izarytmicznego opartego o interpolację proporcjonalną.



stawę do przeprowadzenia izarytm. Można zatem przyjąć, że pośrednio o tyle, o ile cechowane punkty odniesienia reprezentują pola podstawowe — izarytma jest formą interpretacji pól; wykazuje zachodzące między nimi związki oraz występujące gradienty. Jest to możliwe tylko w przypadku, gdy określonej układowi cechowanych punktów odniesienia odpowiada tylko jeden obraz przebiegu izarytm.

Przebieg izarytm bezpośrednio zależy od układu i długości osi interpolacyjnych, od rozmieszczenia i wartości punktów odniesienia oraz od zasady interpolacji. Ponieważ z samej istoty izarytm wynika, że mogą być stosowane tylko w odniesieniu do jednej zmiennej, zastosowanie ich ma sens, jeśli w przestrzennym układzie cechowanych punktów odniesienia jedyną zmienną stanowią liczby odniesione do punktów, a wszystkie inne elementy tego układu są stałe. Tylko wtedy odrębne, ale identyczne układy pól o analogicznych wartościach<sup>18</sup>, dadzą zawsze identyczny obraz przebiegu izarytm.

A więc osie interpolacyjne winny być równej długości. Układ osi winien tworzyć trójkąty. Z tego wynika, że winny to być trójkąty równoboczne.

Postulat trójkątnego układu osi interpolacyjnych ma na celu wyeliminowanie możliwości interpolacji alternatywnej, wynika zaś z faktu, że osie interpolacyjne tworzą zawsze wieloboki i gdy izarytma wkracza w wielobok w punkcie przecięcia, mającym określoną wartość, winien być tylko jeden odpowiadający punkt na drugiej osi, w którym linia może opuścić ten wielobok (38). Warunek ten spełniają tylko trójkąty.

Metoda izarytmiczna stawia dodatkowe wymagania od kształtu i wzajemnego układu pól podstawowych oraz zasady umiejscawiania punktów odniesienia, ponieważ ich konsekwencją jest układ i długość osi interpolacyjnych.

W kartogramie izarytmicznym szczególnie ważne jest, znacznie bardziej niż w kartogramie powierzchniowym, aby kształt pola był jak najbardziej zbliżony do koła; aby przekątne i wysokości pól różniły się w możliwie małym stopniu (6) oraz by układ pól pozwalał na przeprowadzenie jak największej liczby osi interpolacyjnych, zbiegających się pod jednym kątem w punkcie odniesienia.<sup>19</sup>

Aby układ osi interpolacyjnych mógł tworzyć trójkąty, pola przy-

<sup>18</sup> Mówiąc o wartościach analogicznych mamy na myśli identyczny układ wartości w dwu identycznych układach pól i ich punktów odniesienia.

<sup>19</sup> Ostatni warunek spełniają w równym stopniu układy pól sześciobocznych oraz układ prostokątów przesuniętych względem siebie w sposób zaproponowany przez Uhořczaka (44).

ległe winny się stykać nie tylko narożami. Ma to miejsce wtedy jeśli nie więcej niż trzy pola stykają się w jednym punkcie.<sup>20</sup>

Zbliżony do koła kształt powoduje, że minimalną rolę gra sposób nałożenia tego pola; znajduje to swoje odbicie między innymi w stosunku długości przekątnych do wysokości pola. Duża liczba osi interpolacyjnych, wychodzących pod jednakowym kątem z punktu odniesienia pozwala na wykazanie związków i gradientów z polami we wszystkich kierunkach.

O położeniu punktu odniesienia w kartogramie izarytmicznym, decydują przyjęte uprzednio założenia:

- 1) układ punktów odniesienia jest wypadkową wielkości, kształtu i układu pól oraz zasady umiejscawiania tych punktów,
- 2) punkt odniesienia i jego cecha są funkcją pola,
- 3) układ cechowanych punktów odniesienia powiązanych osiami interpolacyjnymi stanowi podstawę do wykazania związków i gradientów między polami, za pomocą izarytm,
- 4) określone mu układowi cechowanych punktów odniesienia odpowiada tylko jeden wariant przebiegu izarytm.

W świetle tego, punkt odniesienia winien być zlokalizowany w sposób jak najbardziej reprezentatywny dla pola i jednoznaczny. Jeśli przypomnimy uprzednio przyjęte założenia, że układ osi interpolacyjnych winien tworzyć trójkąty równoboczne, to możliwości wyboru zasady umiejscawiania punktu odniesienia zawężone zostaną do środka geometrycznego (ciężkości) pola podstawowego.

Położenie środka geometrycznego pola jest odbiciem kształtu, wielkości i układu pól podstawowych, natomiast nie reaguje na zmianę wartości (gęstości zaludnienia) danego pola, ani na sposób rozmieszczenia ludności w obrębie tego pola.

Środek geometryczny wydaje się również najodpowiedniejszy z uwagi na sam charakter przedstawianego zjawiska gęstości zaludnienia. O jej wartości decydują w równym stopniu wszystkie formy skupienia ludności w obrębie pola — największe skupienia i obszary słabo lub wcale nie zaludnione. Gęstość zaludnienia nie jest wypadkową liczby ludności i sposobu jej rozmieszczenia, a jedynie ogólnej liczby ludności w obrębie konkretnego pola i może być odniesiona tylko do pola jako całości. Nie pozwala zaś na wysuwanie jakichkolwiek wniosków o sposobie rozmieszczenia ludności w obrębie pola, ani o gęstości

<sup>20</sup> Problem interpolacji alternatywnej rozwiązał w 1930 r. Uhorczak, wprowadzając układ pól przesuniętych względem siebie. Na układ ten powołuje się C. F. Schmid, E. H. MacCannell (38). W 1933 r. Czekalski (7) proponuje układ pól sześciobocznych, który automatycznie daje układ osi interpolacyjnych w postaci trójkątów równobocznych.

zaludnienia w poszczególnych jej częściach. Celem kartogramu nie jest — i nie leży w granicach jego możliwości — charakteryzowanie sposobu rozmieszczenia zjawiska w obrębie poszczególnych pól.

Stosowane często środki ciężkości zaludnienia oparte o zasady centrograficzne (19, 25) jako punkty odniesienia, są z dwu powodów nie do przyjęcia. Po pierwsze o miejscu wystąpienia środka ciężkości zaludnienia decyduje konkretny układ przestrzenny określonej liczby ludności. Samo pole gra tu minimalną rolę. Zmiana kształtu wielkości i położenia pola — o ile nie narusza tego układu — nie ma żadnego wpływu na wyznaczenie centrum. Wobec tego nie istnieje bezpośredni związek między liczbą ludności czy gęstością zaludnienia pola i miejscem wystąpienia centrum zaludnienia w obrębie tego pola. Po drugie całkowita przypadkowość wydzielania i położenia pola podstawowego oraz sposobu rozmieszczenia ludności czy miejsca wystąpienia środka ciężkości zaludnienia w obrębie pola, wyklucza istnienie związków miejsca występowania środków ciężkości i zaludnienia między poszczególnymi polami.

#### 4. ZAŁOŻENIA METODYCZNE INTERPOLACJI<sup>21</sup>

Praktycznie biorąc, interpolacja w kartogramie izarytmicznym polega na wyznaczeniu na osiach interpolacyjnych punktów o określonej wartości, a następnie na łączeniu liniami — izarytmami — punktów o jednakowej wartości. Materiał wyjściowy dla interpolacji stanowi układ cechowanych punktów odniesienia połączonych osiami interpolacyjnymi. Przebieg izarytm w konkretnym układzie cechowanych punktów odniesienia i osi interpolacyjnych zależy od: 1) sposobu (zasady) interpolacji, 2) doboru przedziałów klasowych (interwałów), 3) charakteru geometrycznego linii izarytmicznej.

##### a) Sposób interpolacji

Wyznaczanie punktów wartości interpolowanych na osiach interpolacyjnych może być oparte o założenia matematyczne albo kryteria geograficzne. W przypadku interpolacji matematycznej (geometrycznej), zasadę podziału osi interpolacyjnych stanowi z góry przyjęta podziałka, która może być proporcjonalna albo oparta o postęp geometryczny czy wreszcie logarytm określonego szeregu liczb. Najprostszy i najpowszechniej stosowany jest podział osi interpolacyjnych na odcinki

<sup>21</sup> Omówienie całości problematyki, jaką nasuwa interpolacja, wymaga znacznie szerszego potraktowania. Z uwagi na ograniczone ramy niniejszego artykułu, omówiona zostanie w odrębnej pracy.



proporcjonalne do wartości interwałów. Podział ten opiera się na założeniu, że spadek wartości między dwoma punktami jest równomierny.

Stosowanie innej niż proporcjonalna, zasady podziału osi interpolacyjnych wynika z ogólnie przyjętego założenia, że izarytm w kartogramie — przynajmniej w pewnym stopniu — łączy punkty jednakowej wartości zjawiska (20); wskazuje rzeczywisty przebieg natężenia zjawiska. Podziałki oparte o postęp geometryczny albo logarytm określonego szeregu liczb wprowadza się w przypadku, gdy chodzi o uwypuklenie pól podstawowych kartogramu.<sup>22</sup>

Przy interpolacji geograficznej podstawę do wyznaczenia przebiegu izarytm stanowi gruntowna znajomość specyfiki występowania badanego zjawiska.<sup>23</sup> Sposób interpolacji geograficznej jest w dużej mierze dowolny, zależny od stopnia znajomości problemu i od indywidualnego podejścia kartografa. Interpolacja geograficzna rzadko jest stosowana w swej czystej formie, częściej w powiązaniu z interpolacją geometryczną (matematyczną).<sup>24</sup> Przebieg linii wyznaczonej geometrycznie koryguje się w oparciu o kryteria geograficzne, np. sprowadzenie do zera wartości izarytm gęstości zaludnienia, biegnących wzdłuż linii brzegowej jeziora, albo ograniczenie zasięgu izarytm do obszarów uznanych za zasiedlone (38).

W przypadku kartogramu izarytmicznego traktującego izarytmę jako formę wykazywania związków i gradientów występujących między cechowanymi punktami odniesienia — jedynie słuszny i metodycznie poprawny jest sposób interpolacji proporcjonalnej. Tylko wtedy bowiem nie zostanie wypaczony obraz związków i gradientów między tymi punktami. Zróżnicowanie odstępów między wyznaczonymi na osiach interpolacyjnych punktami interpolowanych wartości, czyniłoby błędne wrażenie zróżnicowania gradientu nie mającego żadnego uzasadnienia w założeniach metodycznych kartogramu izarytmicznego, ani w rzeczywistym przebiegu zjawiska. Stosowanie innych niż proporcjonalna zasada interpolacji dopuszczalne jest w mapach gęstości zaludnienia, gdzie linie są raczej liniami rozgraniczającymi niż izarytmami.

---

<sup>22</sup> Zagadnienie podziałek interpolacyjnych po raz pierwszy postawił U h o r c z a k (44), w latach późniejszych J. R o s s M a c k a y (27).

<sup>23</sup> Prawdopodobnie interpolację geograficzną w mapach ludnościowych pierwszy stosuje B e h m (4, s. 93).

<sup>24</sup> Interpolacja w tej formie ma szczególne uzasadnienie w klimatologii (17). Interpolację geograficzną jako uzupełnienie interpolacji geometrycznej stosował na szeroką skalę E. R o m e r (56).

## b) Dobór przedziałów klasowych (interwałów)

Zadaniem grupowania wartości występujących w kartogramie jest uporządkowanie pól, w celu wydobywania form przestrzennego występowania badanego zjawiska. Podstawą grupowania jest stopień zróżnicowania natężenia tego zjawiska. W kartogramie gęstości zaludnienia będzie to stopień zróżnicowania wartości obliczonych dla poszczególnych pól. Rozpiętość wartości objęta jedną grupą nazywana jest przedziałem klasowym lub interwałem.

Przedziały klasowe w kartogramie — na równi z polem podstawowym — są wyjściowym elementem charakterystyki przestrzennej badanego zjawiska. Rolę swoją spełniają wówczas, jeśli są dostatecznie małe, a kolejne przedziały klasowe obejmują jednakową wartość bezwzględną. Postulat ten wynika z faktu, że przedziały klasowe w kartogramie spełniają jedynie rolę grupowania technicznego analogicznie do grupowania w statystyce. Zadaniem ich jest wydobywanie nawet drobnych różnic między wartościami poszczególnych pól oraz umożliwienie porównywania w sposób wymierny kartogramów dotyczących różnych przekrojów czasowych, grup ludności lub różnych obszarów. Grupowanie techniczne pominąć można tylko w wyjątkowych przypadkach, gdy badaniem objęta była mała liczba pól i porównanie ich nie nastrocza trudności.

Kryteria geograficzne w doborze przedziałów klasowych wynikają ze znajomości sposobu występowania i rozmieszczenia badanego zjawiska na danym obszarze, a więc są dopiero przedmiotem badań, dlatego mogą i winny być stosowane w drugim etapie opracowania, dla którego to etapu kartogram gęstości zaludnienia będzie materiałem wyjściowym.<sup>25</sup>

Również ograniczone zastosowanie ma dobór przedziałów klasowych oparty o z góry przyjęte wzory matematyczne, postęp geometryczny, skalę logarytmiczną itp. (27, 44). Ewentualne wydobywanie zróżnicowania — choćby w przybliżeniu — przy pomocy wzoru matematycznego, możliwe jest dopiero po uprzednim ustaleniu sposobu, w jakim grupują się wartości w kartogramie. Przybliżenie będzie większe jeśli wzór zostanie dobrany indywidualnie dla konkretnych przypadków.

Rola przedziałów klasowych w kartogramie izarytmicznym również ogranicza się tylko do grupowania technicznego, ale jest nieco odmienna od tej, jaką pełni w kartogramie powierzchniowym. Bezpośrednim zadaniem przedziału klasowego w kartogramie izarytmicznym jest wydobywanie związków i gradientów występujących między wartościami odniesionymi do punktów reprezentujących określone

<sup>25</sup> Patrz: s. 214.

pola. Izarytma jest tu linią cechowaną w przeciwieństwie do linii w kartogramie powierzchniowym rozgraniczających pola lub grupy pól określonej wartości. Różnice wartości między kolejnymi izarytmami odpowiadają odnośnym przedziałom klasowym, zaś cechy (wartości) izarytm odpowiadają granicznym wartościom kolejnych przedziałów klasowych.

Specyficzną właściwością izarytm jest zdolność wydobywania najdrobniejszych różnic zachodzących między wartościami poszczególnych punktów odniesienia. A to dlatego, że punkty przebiegu izarytm na osiach interpolacyjnych, wyznaczane są matematycznie i stanowią wypadkową wartości każdego z dwu punktów odniesienia oraz długości łączącej ich osi interpolacyjnej. Nieznaczna zmiana odległości (długości osi) lub którejkolwiek z dwu wartości punktów odniesienia, połączonych osią interpolacyjną, pociąga za sobą zmianę w przebiegu izarytm na danym odcinku. Dzięki temu nawet drobne różnice w wartościach pól (długość osi jest stała), nie wykraczające poza ramy jednego przedziału klasowego — znajdują swoje odbicie w przebiegu izarytm między punktami reprezentującymi te wartości. Jednocześnie, przebiegu izarytm w kartogramie nie można wiązać z powierzchnią, którą otaczają lub zakreślają, ponieważ bezpośrednio interpretują tylko określony układ cechowanych punktów odniesienia.

#### c) Charakter geometryczny linii izarytmicznej

Izarytmy stosowane są powszechnie jako linie krzywe. Linie krzywe wprowadza się w zasadzie słusznie wszędzie tam, gdzie przebieg izarytmy łączy (lub dąży do tego) punkty jednakowej wartości zjawiska w rzeczywistości.<sup>26</sup>

W kartogramie izarytmicznym izarytma bezpośrednio nie ma nic wspólnego z rzeczywistym występowaniem zjawiska i nawet do tego nie dąży.

Omówione w poprzednich rozdziałach założenia metodyczne kartogramu izarytmicznego wymagają od izarytmy przede wszystkim jednoznacznego przebiegu — aby określone mu układowi cechowanych punktów odniesienia odpowiadał tylko jeden obraz przebiegu izarytm. Najbardziej jednoznaczny przebieg izarytmy daje interpolacja geometryczna, kiedy punkty określonej wartości, oznaczone na osiach

<sup>26</sup> W większości przypadków tu właśnie ma zastosowanie sposób interpolacji oparty o kryteria geograficzne — szczególnie w klimatologii i hipsometrii. Np. w przypadku mapy opadów konieczne jest i z punktu widzenia metodycznego słuszne, wprowadzenie poprawek w przebiegu izohiet uzyskanych z interpolacji proporcjonalnej — jeśli zbyt mała liczba punktów pomiarowych nie pozwala na wydobywanie charakterystycznych rysów rozmieszczenia opadów związanych z rzeźbą terenu.



interpolacyjnych, połączone zostają przy pomocy linii prostej. Jednoznaczność wynika z faktu, że istnieje tylko jedna prosta łącząca dwa punkty (nie można tego powiedzieć o krzywej). Jeśli przeprowadzimy dodatkową interpolację między punktami wyznaczonymi na osiach interpolacyjnych, to otrzymamy dodatkowe punkty, które miejscem występowania pokrywać się będą z przebiegiem uprzednio wyznaczonych prostych. Innymi słowy otrzymamy identyczny przebieg izarytmu. Wynika z tego, że poprawna interpolacja przy pomocy linii łamanej, wykonana niezależnie od siebie przez różnych kartografów, dla identycznego układu cech i osi interpolacyjnych, da w granicach możliwości technicznych obraz identyczny. Można więc przyjąć, że wszystkie nawet drobne różnice w przebiegu izarytmu łamanych mogą wynikać jedynie z różnych wartości cech, czyli z rzeczywistych różnic w gęstości zaludnienia poszczególnych pól podstawowych.

Wymienione tu względy zdecydowały o rodzaju izarytmu zastosowanych w niniejszej pracy. Wydaje się to tym słuszniejsze, że izarytmy łamane formą swoją odcinają się od grupy izarytmów zwanych właściwymi, nie sugerują one więc rzeczywistych zasięgów badanego zjawiska.

Izarytmy łamane nie zyskały szerszego zastosowania. Wprawdzie często interpoluje się przy pomocy linii łamanych, ale uważa się je za izarytmy surowe i łagodzi ich przebieg, dając ostateczny obraz przy pomocy linii krzywych.<sup>27</sup>

Wyjątek stanowią prace Uhorczaka (nie opublikowane), który wprowadził i od wielu lat stosuje na szeroką skalę izarytmy łamane do zagadnień ludnościowych i gospodarczych. Uhorczak wychodzi z założenia, że izarytmy w tym zastosowaniu są „funkcją zmiennych wartości statystycznych” (46, s. 159, odnośnik), a więc konstrukcją geometryczną służącą tylko do interpretacji liczb reprezentujących pola.<sup>28</sup>

Teoretyczne podstawy dla konstrukcji izarytmu daje praca F.C. Schmidta i E. H. MacCannella (38, s. 233), w której oparto się o rzut stereogramu skonstruowanego dla pionowych proporcjonalnych do wartości cech punktów odniesienia.<sup>29</sup> Praktycznie ten sam efekt uzyskuje się drogą interpolacji matematycznej przy pomocy linii łamanych.

<sup>27</sup> W podobny sposób postępuje Czekalski (7, s. 212), ale linie łamane są tu uzyskane nie drogą interpolacji, lecz łączenia jednoimiennych punktów odniesienia.

<sup>28</sup> Ze szkoły F. Uhorczaka wyszła jedynie praca Warakomskiej (46), w której zastosowano izarytmy łamane do kartogramu. Izarytmy te spełniają jednak zupełnie inną rolę, ponieważ nie odnoszą się do pól regularnych (jednostki administracyjne) i dlatego nie zostały tu szerzej omówione.

<sup>29</sup> Patrz: odnośnik 17.

Stosowanie określonej formy geometrycznej izarytm jest w dużym stopniu odbiciem poglądów na rolę izarytm w obrazie kartograficznym. Jedni odrzucają w ogóle celowość stosowania izarytm w kartogramie. Np. Z a b o r s k i uznaje wyższość kartogramu powierzchniowego, który jest mniej dowolny niż mapa będąca produktem interpolacji. Zaś interpolacja nie likwiduje słabych stron kartogramu (54, s. 181). Inni natomiast dążą do przedstawienia izarytm w formie linii krzywych, jako bardziej odpowiadających rzeczywistości geograficznej. Oba poglądy opierają się na założeniu, że przebieg izarytm winien odpowiadać występowaniu określonego natężenia zjawiska w rzeczywistości.

##### 5. ZASADA NAŁOŻENIA UKŁADU PÓL PODSTAWOWYCH

Problem nałożenia układu pól podstawowych nie istnieje tylko w przypadku, gdy za pola podstawowe służą jednostki administracyjne lub fizjograficzne. Pola tego typu i ich układ tkwią niejako w mapie. Trudnością jest tylko ich wydobyć.

W przypadku pól regularnych brak jakiegokolwiek obiektywnego nawiązania do mapy.<sup>30</sup> Jeśli oprzeć się na założeniach metodycznych kartogramu, to każde nałożenie układu z góry ustalonych pól (nie tylko regularnych) jest przypadkowe w stosunku do rozmieszczenia ludności. Dlatego ważne jest jedynie ustalenie kierunku i punktu wyjściowego, tak aby nałożenie można było dowolnie powtarzać. W niniejszej pracy przyjęto punkt przecięcia współrzędnych geograficznych —  $52^{\circ}\text{N}$  i  $19^{\circ}\text{E}$  — najbardziej środkowy dla Polski oraz kierunek wzdłuż  $19^{\circ}$  (ryc. 3), jako podstawę nałożenia wyjściowego.<sup>31</sup>

Szczególną trudność stanowi zagadnienie pól niepełnych na obrzeżeniu obszaru objętego badaniem. Sposób rozwiązania tej trudności ma zasadniczy wpływ na kartograficzny obraz gęstości zaludnienia, zaś każde rozwiązanie ma z konieczności charakter daleko idącej umowności nie wiele mający wspólnego z rzeczywistym rozmieszczeniem zjawiska. Jest to tym ważniejsze, że pola niepełne obejmują kilkanaście, a nawet kilkadziesiąt procent ogólnej powierzchni objętej badaniem,<sup>32</sup> zależnie od stopnia rozczłonkowania powierzchni, od wielkości pola podstawowego, a nawet od sposobu nałożenia układu pól.

<sup>30</sup> Wyjątek stanowią trapezy oparte o siatkę geograficzną.

<sup>31</sup> Nałożenie wyjściowe jest jednocześnie podstawą dla nałożeń przesuniętych (ryc. 4 a).

<sup>32</sup> W przypadku niniejszej pracy stosunek ten jest wyjątkowo korzystny z uwagi na kształt Polski. Z 312 przyjętych pól podstawowych na obrzeżenie przypada powierzchnia równa 52 polom. Stanowi to 16,7 % powierzchni ogólnej Polski.

W niniejszej pracy przy ustalaniu pól podstawowych na obrzeżeniu mapy kierowano się wymaganiami metody izarytmicznej w stosunku do układu osi interpolacyjnych. Pola niepełne na obrzeżeniu mapy potraktowane zostały jako pełne sześcioboki, niezależnie od tego w jakim stopniu wykaczały poza granice obszaru objętego badaniem.

#### 6. USTALENIE WARTOŚCI POLA PODSTAWOWEGO

W praktyce istnieją dwie drogi ustalania wartości pól podstawowych: a) metoda statystyczna, b) metoda kartograficzna.

Metoda statystyczna polega na sumowaniu wartości bardzo małych jednostek administracyjnych (niższego rzędu), wchodzących w skład danego pola podstawowego. Jedyną trudność stanowią jednostki przecięte przez granice pól podstawowych. W stosunku do nich przyjmuje się na ogół założenie, że ludność rozmieszczona jest równomiernie w obrębie jednostki administracyjnej i rozdziela się ją na nowe pola proporcjonalnie do przypadającej powierzchni (34). Jeśli powierzchnia pól podstawowych jest stosunkowo duża w porównaniu z powierzchnią jednostek administracyjnych stanowiących materiał wyjściowy, to można z dużym prawdopodobieństwem ustalić liczbę ludności dla pól oderwanych.<sup>33</sup> Tam gdzie jednostki administracyjne przecięte stanowią zbyt duży procent powierzchni ogólnej odpowiednich pól podstawowych, metoda nie zdaje egzaminu (34. s. 214).

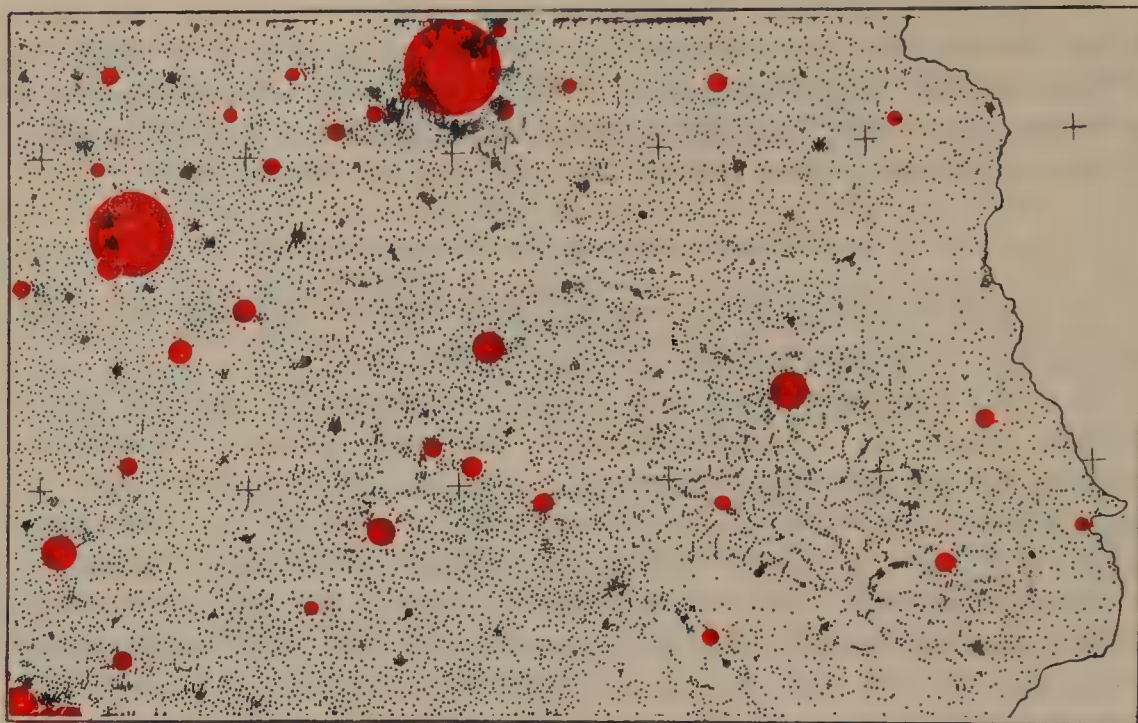
Metoda kartograficzna ma zastosowanie tam, gdzie nie jest możliwe statystyczne ustalenie liczby ludności w obrębie pola podstawowego, a zbyt duże jednostki administracyjne wykluczają wszelkie szacunki. Za podstawę obliczenia przyjmuje się wówczas mapę geograficznego rozmieszczenia ludności w wartościach bezwzględnych. Na mapę nakłada się układ pól podstawowych, w obrębie których sumuje się liczbę ludności.

W niniejszej pracy posłużono się metodą kartograficzną. Obliczenie wartości pól oparte zostało o mapy rozmieszczenia ludności opracowane metodą kropkową<sup>34</sup> (ryc. 1, 2), przy wartości statystycznej kropki = 500 osobom. Przy powierzchni pola podstawowego równego 1000 km<sup>2</sup>, wartość pojedynczej kropki podwyższa średnią gęstość zaludnienia pola  $\pm 0,5$  osoby na 1 km<sup>2</sup>. Prawdopodobieństwo błędu jest więc na tyle duże, że przy ich pomocy nie można by wydobyć zmian w liczbie

<sup>33</sup> O ile badający dysponuje dodatkowymi informacjami co do rozmieszczenia ludności w obrębie jednostek administracyjnych przeciętych, możliwy jest rozdział ludności zgodnie z zasadami metody dazymetrycznej.

<sup>34</sup> Mapy kropkowe opracowane zostały w podziałce 1:1 M w oparciu o mapę osadnictwa z Mapy Użytkowania Ziemi Polski (57).





Ryc. 1. Rozmieszczenie ludności ogółem. Jedna kropka = 500 osób. Ludność miast powyżej 10 000 mieszkańców przedstawiona przy pomocy tarczek o powierzchni proporcjonalnej do liczby ludności

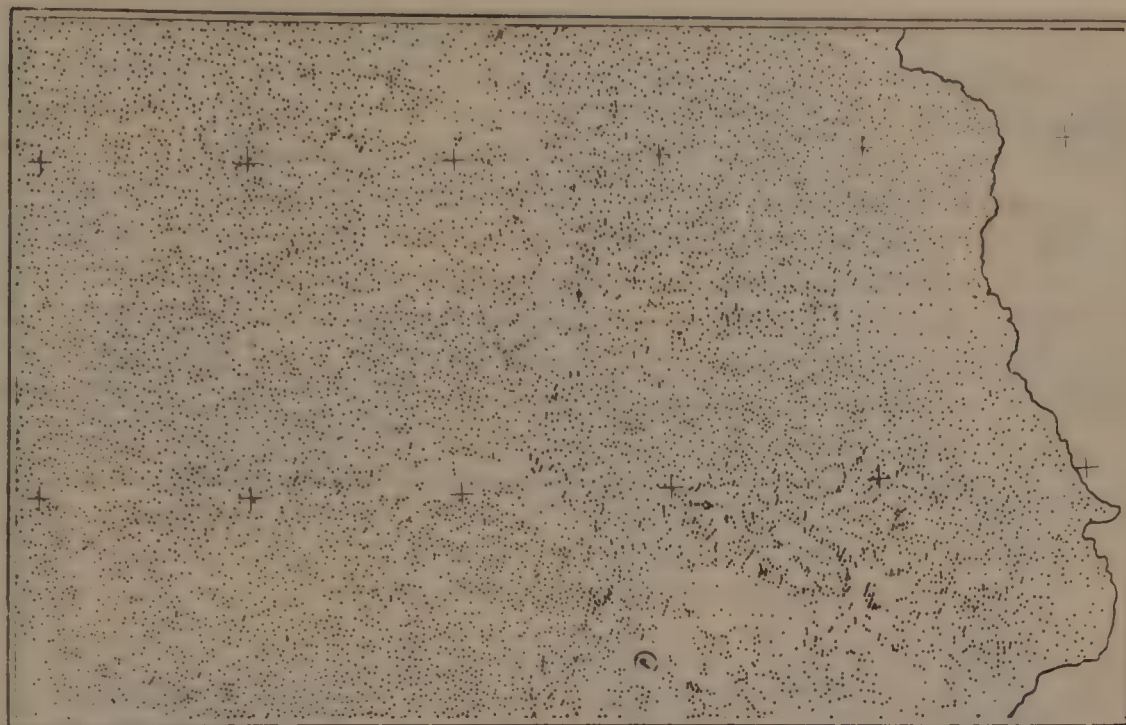
Distribution of population in total. One dot = 500 persons. Urban population of the cities over 10,000 inhabitants is represented by graduated circles. The area of each circle is proportionate to the number of population

ludności rolniczej, a nawet wiejskiej, jakie zaszły między ostatnimi spisami.

W przypadku ludności rolniczej — której średnia gęstość zaludnienia w polu waha się w granicach 6—107 osób na 1 km<sup>2</sup> — prawdopodobieństwo błędu wynosi 0,5—2,5 % ogółu ludności rolniczej przypadającej na dane pole, a w skrajnym przypadku nawet powyżej 5% (ryc. 7 a—c). Ponieważ w r. 1960 ludność rolnicza wynosiła 96,6 % stanu z roku 1950, to zmiany w skali krajowej mieszczą się w granicach 3—4 %, zaś zmiany w skali powiatów nie przekraczają na ogół  $\pm 10\%$  stanu z r. 1950.

Również zmiany w liczbie ludności wiejskiej byłyby trudno uchwytne przy tej wartości kropki. Większość zmian w liczbie i rozmieszczeniu ludności w latach 1950—1960 polega głównie na szybkim wzroście ludności miast — przede wszystkim dużych. Zmiany zaś w liczbie ludności wiejskiej i małych miasteczek są na ogół nieznaczne.<sup>35</sup>

<sup>35</sup> Porównania zmian w liczbie ludności między spisami 1950—1960 oparte zostały na danych z Rocznika Statystycznego 1961 oraz na wynikach wstępnych Spisu Powszechnego z 1960 r. opublikowanych przez GUS.

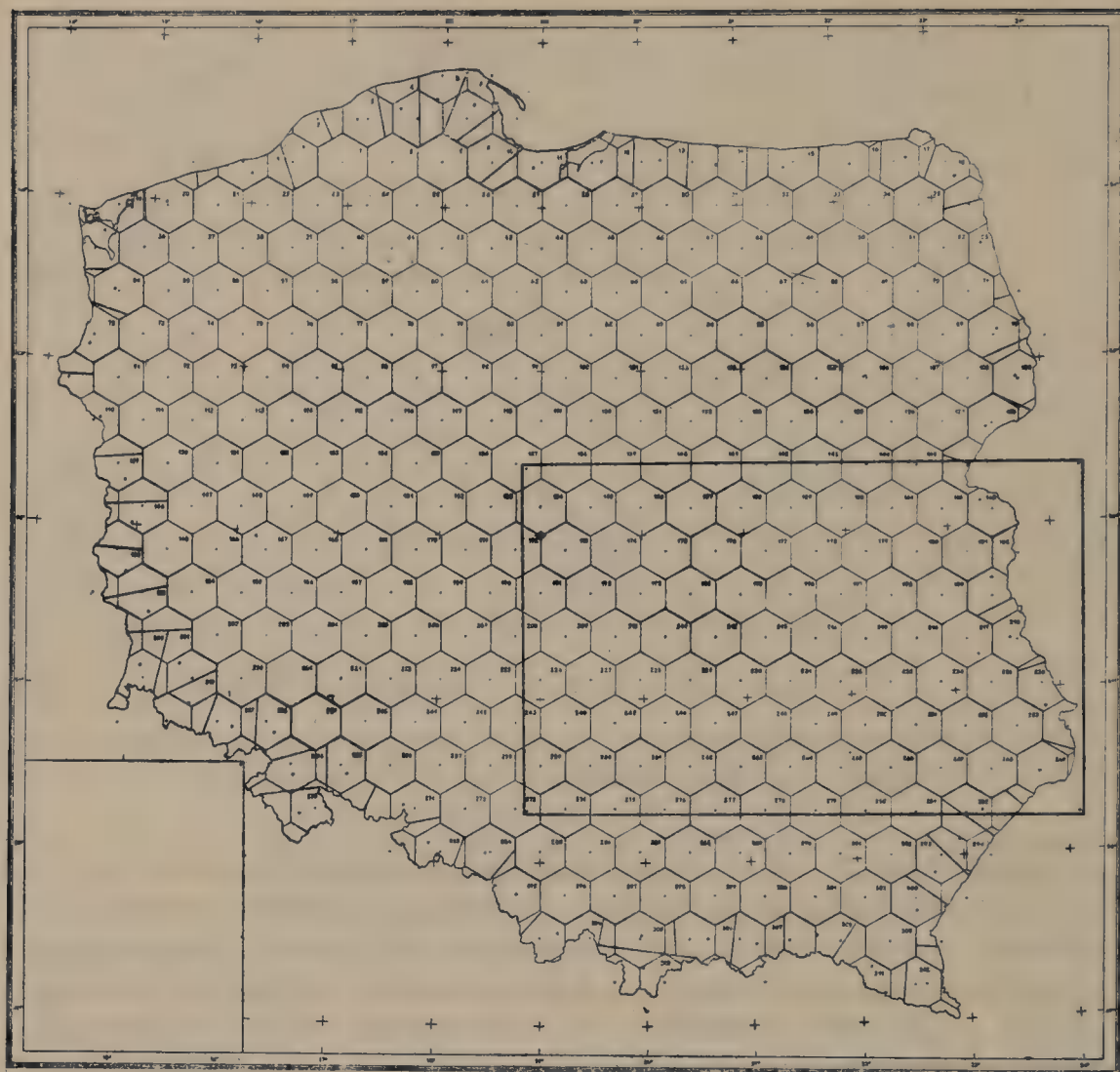


Ryc. 2. Rozmieszczenie ludności rolniczej. Jedna kropka = 500 osób  
Distribution of farm population. One dot = 500 persons

Ludność dużych miast rozdzielona została proporcjonalnie do powierzchni zasiedlonej, przypadającej na dane pole. Jest to niewątpliwie dowolność, bardzo często zbyt odbiegająca od stanu rzeczywistego. Brak jednak podstaw do rozdziału dokładniejszego. Jedyne metodyczny charakter pracy usprawiedliwia takie rozwiązanie. Dokładność obliczeń jest tym większa im szczegółowiej opracowany jest kartograficzny obraz rozmieszczenia ludności i im bliższy jest obrazowi rzeczywistego rozmieszczenia.

Jedną z metod, która w dużym stopniu odpowiada tym wymaganiom jest metoda kropkowa. Pozwala przejść na dowolny układ pól podstawowych, w granicach dokładności zakreślonych przez założenia metodyczne mapy kropkowej, a szczególnie przez wzajemny stosunek wartości statystycznej kropki i wielkości pola. Praktycznie wystarczy kropka o tak niskiej wartości w stosunku do wielkości pola, aby dowolność jej umieszczenia oraz dowolność zaliczenia kropki przeciętej przez granicę pól, nie wpłynęła bardziej na wartość pola, niż wynosi dopuszczalna granica błędu.

Niezależnie od przyjętego sposobu, trudność starowią zawsze duże miasta, jeśli zostaną przecięte przez linie rozgraniczające pola podstawowe. Liczba ludności wielkiego miasta może wpłynąć w sposób decy-



Ryc. 3. Nakładka układu pól podstawowych. Nałożenie pól wyjściowe. Ramką  
obwiedziono powierzchnię przedstawioną w wycinkach  
Overlay of the hexagonal grid. Base superimposing. The area of portions  
is shown in frame

dujący na wartość pola, zależnie od przyjętej zasady rozdziału jej między pola. Zwiększenie stopnia dokładności rozdziału ludności uzyskać można posługując się dodatkowymi, bardziej szczegółowymi materiałami statystycznymi i kartograficznymi.<sup>36</sup> Nie wpłynie to w żadnym jednak stopniu na zlikwidowanie przypadkowości nałożenia układu pól, która szczególnie jaskrawo zaznacza się właśnie przy dużych miastach.

<sup>36</sup> Np. jeśli materiały wyjściowe pozwalają rozbić ludność miasta według dzielnic, bloków czy nawet domów, trudność rozdziału ludności między pola będzie w dużym stopniu zlikwidowana (47).



We wszystkich przypadkach ważne jest, aby błąd mogący wyniknąć ze stosowania przyjętych założeń metodycznych i indywidualnych właściwości kartografa był na tyle niski, żeby można było przyjąć, iż różnice dwu różnych okresów dla tego samego pola albo różnice w obrazie rozmieszczenia ludności — gęstości zaludnienia różnych pól, wynikają nie z pewnej dowolności tkwiącej w założeniach metodycznych, ale z rzeczywistych różnic i zmian w rozmieszczeniu.

Wartości uzyskane dla pól niepełnych na obwodzie mapy odniesione zostały do całej powierzchni odpowiednich pól, aby umożliwić poprawną interpolację. Przy takim rozwiązaniu punkt odniesienia — środek ciężkości pola — wystąpić może poza granicą obszaru objętego badaniem (ryc. 3). Samą interpolację przeprowadzono tak, jak gdyby to były pełne sześcioboki.

## II MAPA GĘSTOŚCI ZALUDNIENIA

Jeśli się przyjmie, że celem kartogramu jest dążenie do wyodrębnienia określonych form przestrzennego występowania badanego zjawiska, to w przypadku gęstości zaludnienia, formami tymi winny być obszary jednorodne pod względem gęstości w granicach wartości zakreślonych przez przyjęte przedziały klasowe. Kartogram w najlepszym przypadku może wydobyć elementy przestrzenne, rzędem wielkości odpowiadające przyjętemu polu podstawowemu, lub jego wielokrotności. Przy czym może to mieć miejsce tylko wtedy, gdy badane zjawisko występuje w formie przestrzennej w dużym stopniu jednorodnej pod względem kształtu i wielkości. Tylko wówczas bowiem może istnieć prawdopodobieństwo, że pole będzie z dużym przybliżeniem dostosowane do tej formy. Ale nawet w przypadku takich zbieżności problem pola podstawowego nie zostanie całkowicie rozwiązany. Do rozwiązania pozostaje zagadnienie układu pól podstawowych i sposobu nałożenia tego układu na mapę rozmieszczenia ludności.

Problem wynika ze wzajemnego układu przestrzennego form występowania zjawiska, który teoretycznie winien znaleźć swoje odzwierciedlenie w układzie pól podstawowych. Praktycznie jest to niemożliwe. Żadne zjawisko nie występuje w regularnym układzie przestrzennym, a w każdym razie nie można z góry tego stwierdzić. Przy najlepiej dobranej wielkości, kształcie i układzie pól nie można uniknąć przypadkowości ich nałożenia.

Analiza kartogramów gęstości zaludnienia powierzchniowych i izaritmicznych, opracowanych do niniejszej pracy, pozwala na wyciągnięcie szeregu wniosków (ryc. 5, oraz 6, 7).

Kartogramy dotyczące identycznego materiału wyjściowego, ale oparte o różne pola albo o różne nałożenia tego samego układu pól,

wykazują tylko ogólne podobieństwo. W rzeczywistości są to bardzo różne obrazy, zarówno co do natężenia wartości jak i miejsca jej występowania. Na stopień przypadkowości nałożenia układu pól podstawowych na dane zjawisko, nie ma wpływu sposób nałożenia samego układu, ani sposób obliczania wartości pól podstawowych. Zawsze zaistnieją takie sytuacje, że granice pól przecinać będą odrębne przestrzenie formy występowania badanego zjawiska, często najbardziej charakterystyczne z punktu widzenia geograficznego. Można wprowadzić przesunąć układ pól. Ale nałożenie dogodne dla jednych form przestrzennego występowania, będzie zawsze kosztem innych, dla których nałożenie poprzednie byłoby korzystniejsze.

Przy danym układzie pól podstawowych, o wartości pól decyduje nie tylko sposób rozmieszczenia badanego zjawiska, ale również sposób nałożenia układu pól na mapę rozmieszczenia tego zjawiska (w naszym przypadku na mapę rozmieszczenia ludności opracowaną metodą kropkową). Wartości obliczone dla pól sześciobocznych wahać się mogą w granicach 3:1, zależnie od sposobu nałożenia na mapę układu pól (ryc. 5b—d, lub 6a—c).

Problem przypadkowości nałożenia układu pól najłatwiej omówić na przykładzie wielkiego miasta bez rozwiniętej strefy podmiejskiej. Miasto takie na skutek większej niż w otoczeniu koncentracji ludności, odcina się od tego otoczenia w sposób kontrastowy i może być potraktowane jako wyizolowana forma przestrzennego rozmieszczenia ludności. Forma ta w kartogramie może być reprezentowana przez wartości, których granice wyznaczają dwie skrajne możliwości.

Przy danej wielkości pola najwyższa gęstość zaludnienia wystąpi, gdy całe miasto znajdzie się w obrębie jednego pola. Trzykrotnie niższą wartość gęstości zaludnienia — najniższą możliwą — otrzymamy, gdy ludność miasta rozdzielona zostanie równo między trzy pola. Powierzchnia reprezentująca to miasto w kartogramie będzie w pierwszym przypadku minimalna, w drugim zaś maksymalna dla tego miasta, przy danym układzie i wielkości pól. Między obu skrajnymi wartościami możliwe są formy pośrednie, zależnie od tego, pomiędzy ile pól i w jakiej proporcji podzielona zostanie ludność. Duże różnice wartości w poszczególnych nałożeniach wykazują miasta GOP-u oraz Kraków i Poznań. Zdecydował o tym właśnie sposób nałożenia układu pól.

Przypadkowość nałożenia układu pól może się również uzewnętrznić w miejscu występowania pola reprezentującego dane miasto. Pole to może ulec przesunięciu zależnie od sposobu nałożenia układu pól i kierunku przesunięcia tego układu. Wielkość przesunięcia zależy od wielkości pola podstawowego i zawsze jest mniejsza od maksymalnej rozciągłości pola w danym kierunku. Przesunięcie obrazu spowodowane

różnym nałożeniem układu pól dobrze ilustruje przykład Lublina (ryc. 6 a—c).

Można zatem przyjąć, że w zależności od sposobu nałożenia układu pól podstawowych, określone skupienie ludności może dać bardzo różny obraz kartograficzny, tak co do gęstości zaludnienia, jak formy i miejsca jego występowania.

Każde nałożenie układu pól stanowi obraz sam dla siebie. Kartogramy oparte o różne nałożenia układu pól, na tę samą mapę rozmieszczenia ludności, są nieporównywalne. Zupełna zaś przypadkowość nałożenia układu pól nie daje obiektywnych podstaw wyboru nałożenia najodpowiedniejszego z punktu widzenia rozmieszczenia ludności badanego obszaru.

#### 1. UNIEZALEŻNIENIE KARTOGRAFICZNEGO OBRAZU GĘSTOŚCI ZALUDNIENIA OD SPOSOBU NAŁOŻENIA UKŁADU PÓŁ

Jest to temat całego szeregu prac.<sup>37</sup> Badania poszły w dwu kierunkach: a) całkowitego wyeliminowania sztywnego układu pól, b) zmniejszenia jedynie wpływu na obraz gęstości zaludnienia, jaki wywiera sposób nałożenia układu pól.<sup>38</sup>

Całkowite uniezależnienie obrazu gęstości zaludnienia od sztywnego układu pól daje metoda ruchomego pola (*E n e q u i s t*) lub ekwidystant (*S m e d s*).<sup>39</sup> Obrazy kartograficzne uzyskane przy pomocy pola ruchomego są niepowtarzalne, w dużym stopniu obciążone indywidualnością opracowującego. Prawdopodobieństwo różnic w przebiegu granic jest na tyle duże, że trudno ocenić, które zmiany wynikają z rzeczywistych zmian gęstości zaludnienia, a które jedynie z różnic w kolejnych położeniach pola.<sup>40</sup>

Charakter metody ekwidystant i pola ruchomego jest tego rodzaju, że nie daje wartości wymiernych, odpowiadających kolejnym położeniom pola czy określonej ekwidystanty. Istnieje jedynie możliwość zaliczenia wydzielonych przy ich pomocy powierzchni, do określonych przedziałów klasowych. Zmienność w obrębie przedziałów klasowych w ogóle nie jest uchwytana.

<sup>37</sup> Zastosowanie metody dazymetrycznej (49) jest również formą złagodzenia wpływu na obraz gęstości zaludnienia sztywnego układu pól, jakim niewątpliwie jest podział administracyjny.

<sup>38</sup> Jedną z pierwszych prób w dziedzinie map ludnościowych jest praca Gelbkego, który proponuje rozbić pól pustych między pola sąsiednie, ■ gdy osiedle wypada na granicy dwu pól, proponuje połączenie ich w jedną całość (15, s. 7).

<sup>39</sup> Patrz rys historyczny.

<sup>40</sup> Mamy tu na myśli zmienność uchwytaną przy danej wielkości pola lub promienia ekwidystanty oraz przyjętych przedziałów klasowych.



Zmniejszenia zależności obrazu kartograficznego od sztywnego układu pól dopatrywano się:

a) w bliższym scharakteryzowaniu pola, w oparciu o analizę sposobu rozmieszczenia ludności w obrębie tego pola;

b) we wprowadzeniu dodatkowych obliczeń gęstości zaludnienia dla układów pól przesuniętych względem nałożenia wyjściowego.

Do grupy pierwszej należą badania nad wyznaczaniem środka ciężkości zaludnienia, albo miejsca występowania największego skupienia ludności w obrębie poszczególnych pól podstawowych (10, 19, 25). w oparciu o zasady centrograficzne (42), oraz prace, których zadaniem jest scharakteryzowanie pola przy pomocy wszelkiego rodzaju współczynników, obliczanych w oparciu o liczbę ludności i sposób jej rozmieszczenia w obrębie pola (35, 50).

Stosowanie różnego rodzaju miar na określenie sposobu rozmieszczenia ludności w obrębie pola podstawowego, może być dodatkowym elementem charakterystyki kartogramu w ogóle. Natomiast nie zostanie w ten sposób zlikwidowana przypadkowość nałożenia układu pól podstawowych, ani nie zostanie zwiększona geograficzność opracowania gęstości zaludnienia.

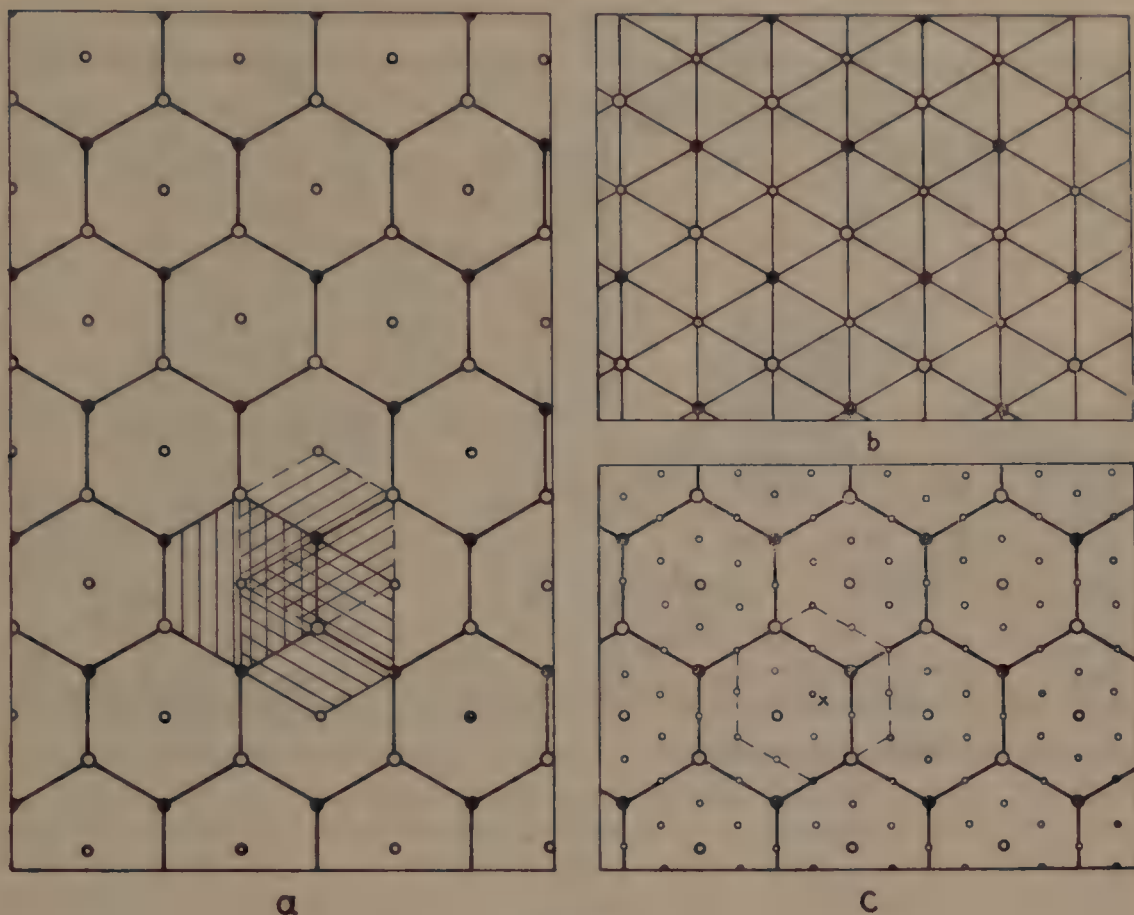
Do grupy drugiej należą prace, w których zastosowano dodatkowe nałożenia całego układu pól lub jego fragmentów, przesunięte w stosunku do nałożenia wyjściowego. Wartości poszczególnych pól obliczane są indywidualnie dla każdego nałożenia. Przesunięcia (różne nałożenia) układu mają na celu wydobycie zbieżności granic pól podstawowych z zasięgiem określonego natężenia gęstości zaludnienia czy jakiegokolwiek innego badanego zjawiska (31, 41).

Materiał liczbowy, uzyskany dla różnych nałożeń, jest podstawą wyboru najbardziej charakterystycznych dla badanego zjawiska wartości, a następnie wykreślenia właściwego przebiegu granicy tego zjawiska. Ponieważ kryterium wyboru i sam wybór wartości są w dużym stopniu subiektywne (są indywidualną interpretacją kartografa) wartości te są nieporównywalne. A więc i ta metoda nie może mieć zastosowania przy wydobywaniu wymiernych zmian czasowych.

## 2. ŚREDNIE RUCHOME

Problem zmienności przestrzennej w rozmieszczeniu gęstości zaludnienia, z uwagi na dwuwymiarowość przestrzeni, jest znacznie trudniejszy do rozwiązania niż problem zmienności określonej zbiorowości uporządkowanej w szereg statystyczny.

Uprzednio stwierdzono, że obrazy kartograficzne, odnoszące się do danego obszaru, a dotyczące różnych problemów gęstości zaludnienia, albo konkretnego problemu w różnych przekrojach czasowych, mogą



Ryc. 4

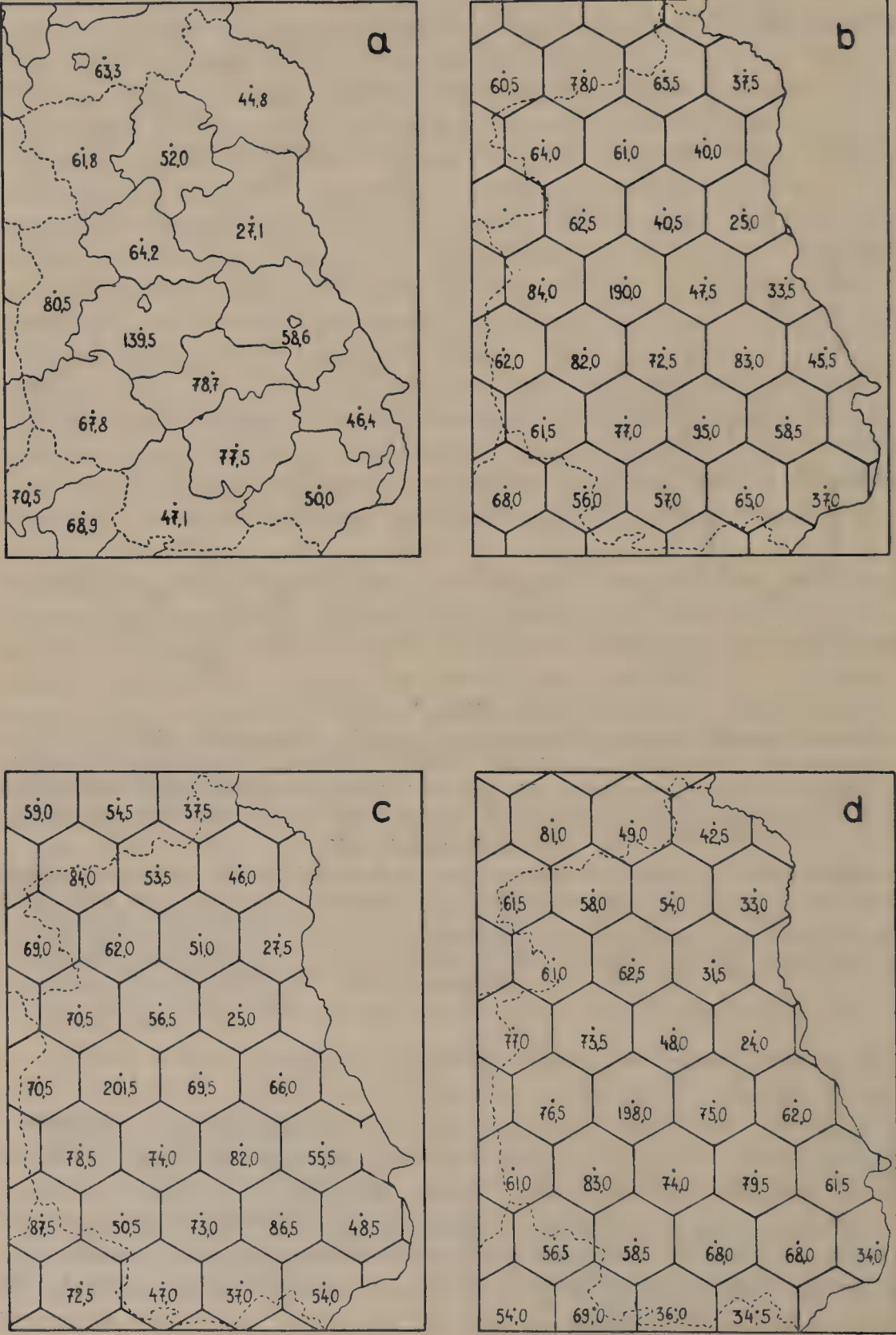
a) rozmieszczenie punktów odniesienia i sposób przesuwania układu pól przy zastosowaniu trzykrotnego nałożenia. Punkty odniesienia poszczególnych nałożeń oznaczone odrębną sygnaturą; b) sieć osi interpolacyjnych przy trzykrotnym nałożeniu układu pól; c) rozmieszczenie punktów odniesienia przy dwunastokrotnym nałożeniu układu pól

a) distribution of control points and the way of shifting of hexagonal grid by threefold overlapping; control points of separate superimposings are shown by different circles; b) network of interpolation axes by threefold overlapping of hexagonal grid; c) distribution of control points by twelvefold overlapping of hexagonal grid

być porównywane w sposób liczbowo wymierny tylko wtedy, gdy oparte zostały o identyczne nałożenie określonego układu pól podstawowych. Natomiast wydobycie geograficznego obrazu — indywidualnych rysów — rozmieszczenia badanego zjawiska wymaga niezależnienia wyników od sztywnego układu pól podstawowych.

W niniejszym opracowaniu gęstości zaludnienia oparto się o sztywny układ pól (ryc. 3). Przypadkowość zaś samego układu i sposobu jego nałożenia zlikwidowano w dużym stopniu, przez oblicze wartości dla kilku odrębnych nałożeń układu pól (ryc. 4 a, 5 b—d). Obliczenie

Ryc. 5





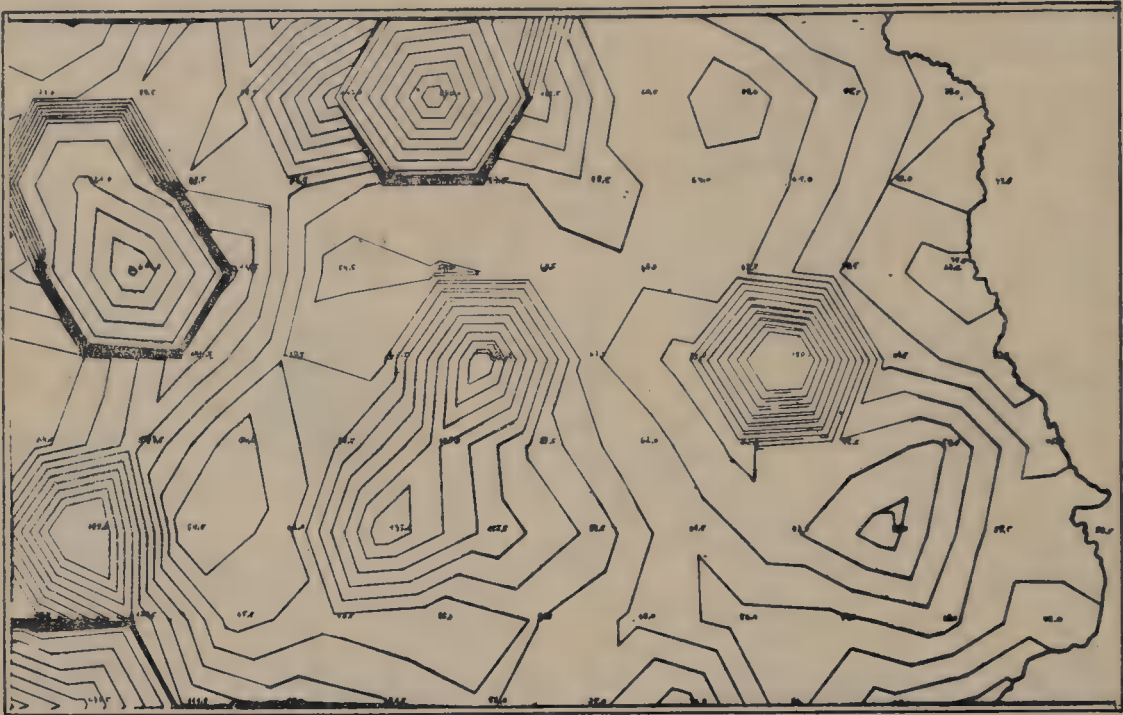


Ryc. 5. Zróżnicowanie wartości zależnie od rodzaju pól i sposobu nałożenia ich układu. Wycinki kartogramów gęstości zaludnienia ludności ogółem. Wszystkie wartości reprezentują jeden materiał wyjściowy; a — kartogram oparty o podział administracyjny; b, c, d — wartości uzyskane przy różnym nałożeniu układu pól podstawowych (b — wariant I, c — wariant II, d — wariant III); e — obraz izarytmiczny oparty o wartości dla powiatów (patrz ryc. 5 a); f — obraz izarytmiczny wykreślony dla układu cechowanych punktów odniesienia analogicznego do średnich ruchomych (ryc. 6 d), ale reprezentującego pola jednego układu pól. Pole podstawowe jest więc trzykrotnie mniejsze = 333,3 km<sup>2</sup>

The differentiation of values appropriate to the character of areas and the manner of superimposing. Sections of the cartogram showing total population density. All values are based on the same original data; a — a cartogram based on civil division; b, c, d — values obtained for different superimposings of hexagonal grid (b—variant I, c — variant II, d—variant III); e—an isoplethic pattern based on the values obtained for administrative units (see Fig. 5 a); f — an isoplethic pattern plotted for the system of control points data for the areas three times smaller (333,3 sq. km) than those shown in Fig. 6 d

wykonane zostało w sposób dotychczas stosowany w kartometrii.<sup>41</sup> Przy interpretacji otrzymanych wartości posunięto się jednak dalej. Przyjęto, że wszystkie wartości uzyskane dla poszczególnych nałożeń (ryc. 6 a—c oraz ryc. 7 a—c) stanowią jedną całość i mogą być potraktowane jako średnie ruchome (odpowiednio ryc. 6 d oraz ryc. 7 d),

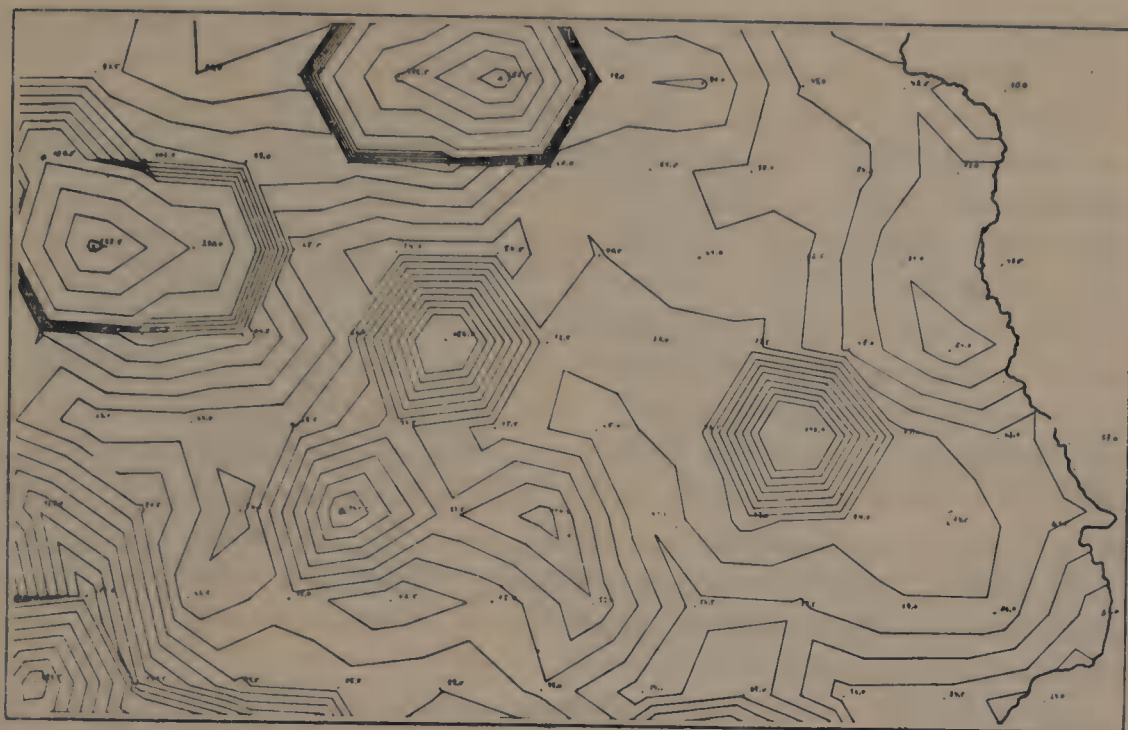
<sup>41</sup> Tzn. potraktowano odrębnie poszczególne pola w każdym z nałożeń układu pól podstawowych.



Ryc. 6 a



Ryc. 6 b



Ryc. 6 c



Ryc. 6 d



analogicznie do średnich ruchomych w statystyce czy średnich konsekwentnych w klimatologii.

Wartości uzyskane dla kilku odrębnych nałożeń pól będą tworzyły logiczną całość i mogą być traktowane jako średnie ruchome, jeśli: 1) wszystkie części badanego obszaru biorą udział w każdym nałożeniu jednakową ilość razy, zaś przesunięcia układu pól są wielokierunkowe, bez uprzywilejowywania któregoś z kierunków (wielokierunkowość przesunięć jest warunkiem zmniejszenia do minimum przypadkowości nałożenia i przypadkowości samego układu pól w stosunku do badanego obrazu rozmieszczenia ludności); 2) istnieje możliwość kartograficznej ich interpretacji. Wartości średnich ruchomych reprezentują pola nawzajem na siebie zachodzące, tak, że interpretacja ich możliwa jest tylko przy pomocy kartogramu izarytmicznego. Należy zatem zastosować takie przesunięcia, aby układ punktów odniesienia, reprezentujących pola poszczególnych nałożeń, pozwalał na wykreślenie poprawnej sieci osi interpolacyjnych.

Wymienione tu jak i poprzednio wymagania spełnia układ pól sześciobocznych o trzykrotnym lub dwunastokrotnym jego nałożeniu. Jeśli za podstawę przyjmie się nałożenie wyjściowe, to w pierwszym przypadku punkt odniesienia pól poszczególnych nałożeń wypadnie na narożach trójkątów równobocznych, powstałych przez podział sześcioboku nałożenia wyjściowego (ryc. 4 b). W drugim przypadku środki ciężkości wypadną ponadto w połowie wszystkich boków tych trójkątów (ryc. 4 c).

Z punktu widzenia metodycznego ważne jest, aby wartości odpowiadające poszczególnym położeniom pola wynikały jedynie z różnic jego położenia. Możliwość różnic w wartości pól, spowodowanych sposobem zaliczania czy dzielenia wartości statystycznych, przeciętych przez granicę pól winna być całkowicie wyeliminowana. Dlatego w niniejszej pracy, pola sześcioboków w nałożeniu wyjściowym podzielone zostały na elementy powtarzające się we wszystkich nałożeniach układu pól.

---

Ryc. 6. Wycinki kartogramów izopletowych dla gęstości zaludnienia ludności ogółem; a — podstawowe nałożenie układu pól. Wariant I; b — przesunięte nałożenie układu pól. Wariant II; c — przesunięte nałożenie układu pól. Wariant III; d — średnie ruchome oparte o trzykrotne nałożenie układu pól

Portions of the isopleth cartograms plotted for the total population density; a — base superimposing of hexagonal grid. Variant I; b — shifted superimposing of hexagonal grid. Variant II; c — shifted superimposing of hexagonal grid. Variant III; d — moving averages based on the threefold overlapping of hexagonal grid

Dla każdego z elementów ustalono odrębnie wartość statystyczną. Obliczanie wartości pól poszczególnych nałożeń ograniczyło się już tylko do sumowania wartości odpowiednich elementów. Elementami powtarzającymi się we wszystkich nałożeniach są trójkąty równoboczne wierzchołkami oparte o punkty odniesienia. Boki tych trójkątów spełniają jednocześnie rolę osi interpolacyjnych dla średnich ruchomych. Przy nałożeniu trzykrotnym trójkątów tych jest sześć (ryc. 4 b); przy dwunastokrotnym — dwadzieścia cztery.

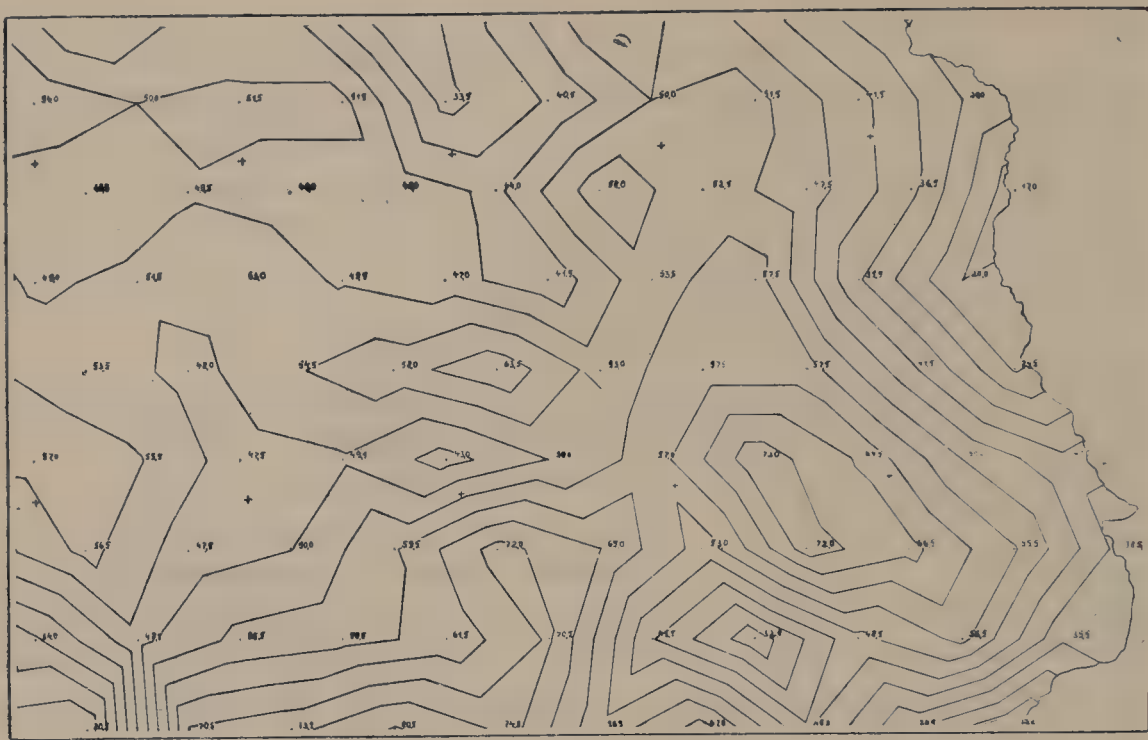
Ponieważ w kartogramie średnich ruchomych dla ludności ogółem (ryc. 6 d) decydujący wpływ na obraz izarytmiczny wywierają duże miasta, dla pełniejszej analizy metody wykonano kartogramy dla ludności rolniczej, która wykazuje stosunkowo równomierne rozmieszczenie (ryc. 7).

W niniejszym opracowaniu liczbę przesunięć ograniczono do trzech nałożeń układu pól. Wartości dla dwunastu nałożeń obliczono jedynie dla niewielkiego obszaru województwa lubelskiego, ponieważ ustalenie wartości dla tak dużej liczby przesunięć natrafia na trudności natury technicznej.<sup>42</sup> Gdy tymczasem obraz izarytmiczny, wykreślony dla trzech nałożeń pozwala już na pewne uogólnienia o charakterze metodycznym.

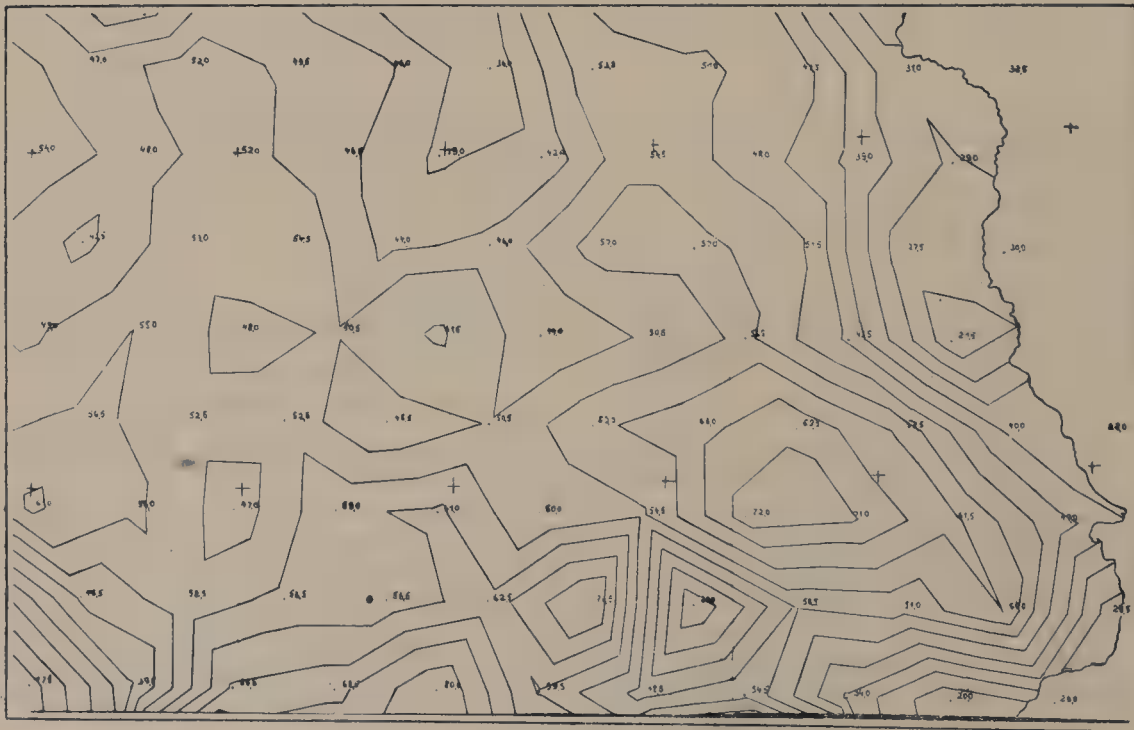
Ponadto sporządzony został dodatkowy kartogram izarytmiczny dla ludności ogółem, oparty o identyczny ze średnimi ruchomymi układ i nałożenie punktów odniesienia i osi interpolacyjnych (ryc. 4 b). W tym celu wykreślono układ sześcioboków o powierzchni trzykrotnie mniejszej = 333,3 km<sup>2</sup>. Układ ten nałożono na kropkową mapę rozmieszczenia ludności tak, aby punkty odniesienia pokrywały się z punktami odniesienia średnich ruchomych dla trzech nałożeń układu pól. Następnie ustalono wartości pól i przeprowadzono interpolację. Uzyskany obraz (ryc. 5 f) nie jest dokładniejszy w stosunku do kartogramów opartych o pole = 1000 km<sup>2</sup> (ryc. 7 a—c) oraz w stosunku do średnich ruchomych (ryc. 7 d), jest jedynie szczegółowszy.

W ogólnym zarysie obraz kartograficzny dla trzech nałożeń jest podobny do obrazu przy dwunastu nałożeniach. Trzykrotne przesunięcie

<sup>42</sup> Przy powierzchni pola podstawowego równej 1000 km<sup>2</sup> oraz wartości statystycznej kropki odpowiadającej 500 mieszkańcom, dowolność umieszczenia lub zaliczenia każdej kropki znajdującej się na granicy pól wpływa na wartość pola  $\pm 0,5$  osoby na 1 km<sup>2</sup>. Jednocześnie jeśli pole podstawowe, które w podziałce 1:1 M wynosi 10 cm<sup>2</sup>, podzielimy na dwadzieścia cztery trójkąty, to powierzchnia każdego z nich wynosić będzie 0,625 cm<sup>2</sup>. W tej sytuacji prawie każde miasto i znaczna liczba kropek zaliczana jest do poszczególnych trójkątów w sposób umowny, który z reguły jest dyskusyjny.

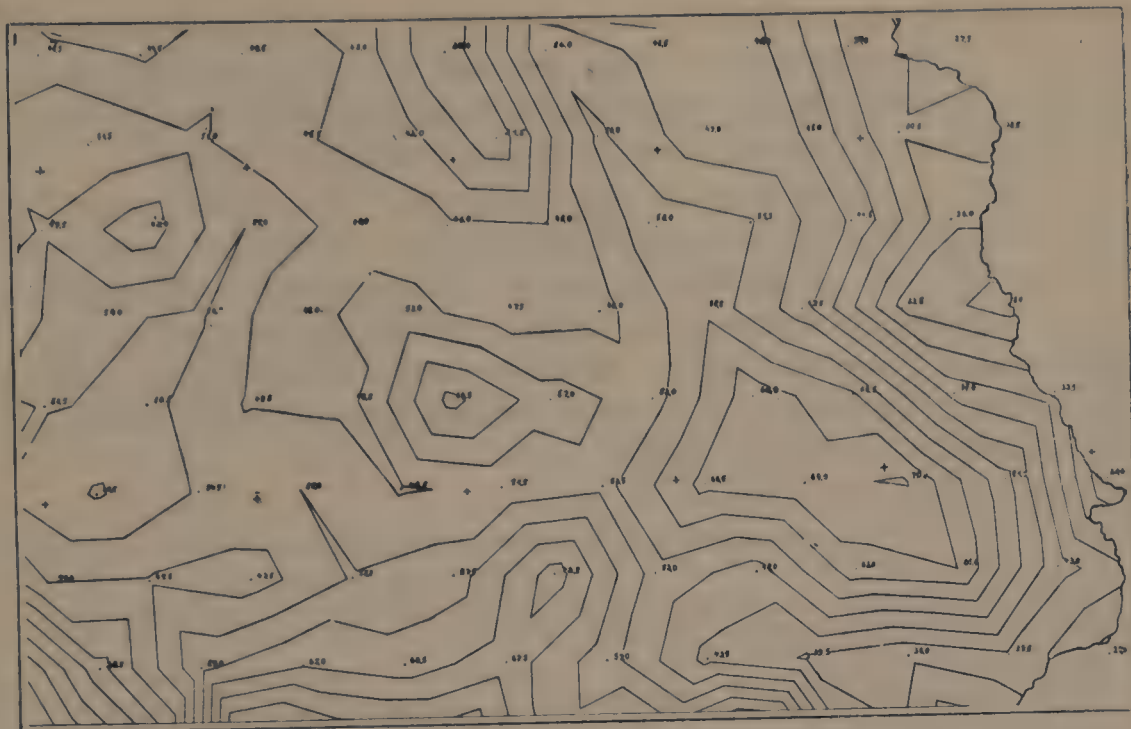


Ryc. 7 a

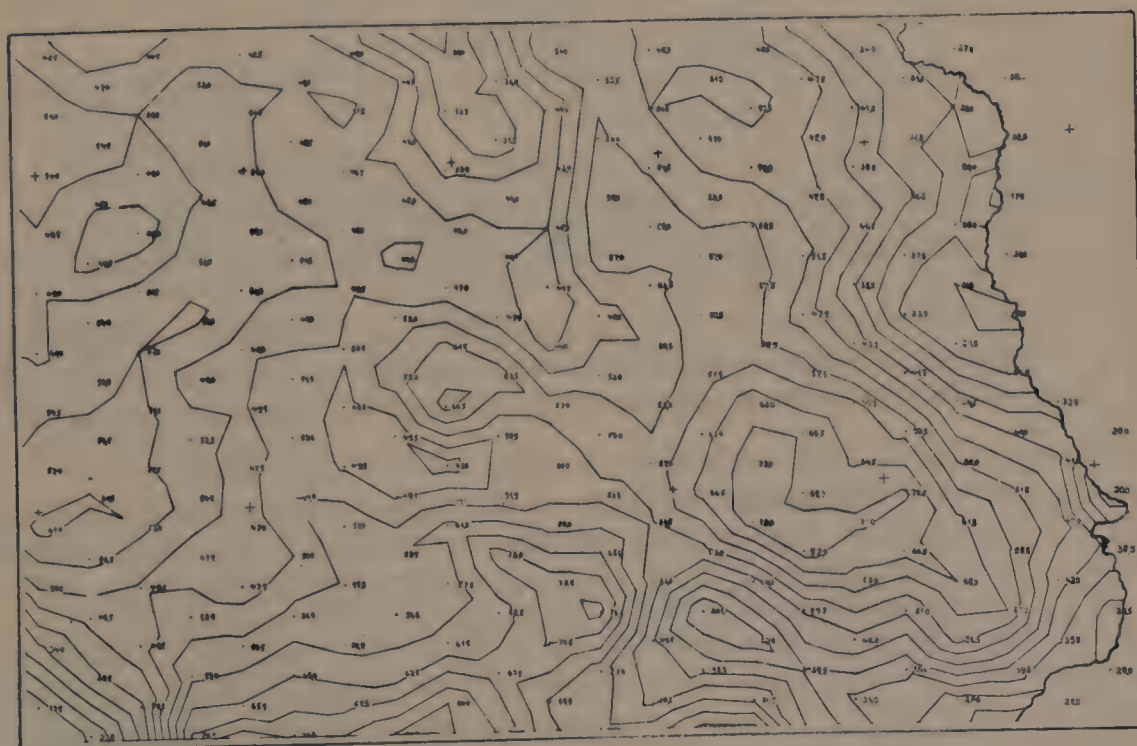


Ryc. 7 b





Ryc. 7c



Ryc. 7d

układu nie likwiduje jednak w dostatecznym stopniu przypadkowości nałożenia. Uprzywilejowane zostają kierunki odpowiadające kierunkom przesunięć w stosunku do nałożenia wyjściowego. Znajduje to swoje odbicie w przebiegu izarytm interpretujących uzyskane wartości.

Dwanaście nałożeń praktycznie wyczerpuje wszystkie możliwości przesunięć układu pół sześciobocznych. Przy tej liczbie przesunięć otrzymuje się obraz gęstości zaludnienia w dużym stopniu niezależny od układu pół i sposobu jego nałożenia.<sup>43</sup> Zwiększenie liczby przesunięć ponad dwanaście dałoby jedynie pozory większej dokładności, nie mającej uzasadnienia ani w możliwościach technicznego wykonania, ani w dopuszczalnej granicy błędu.

### 3. STATYSTYCZNA MAPA GĘSTOŚCI ZALUDNIENIA

Metoda średnich ruchomych łączy zalety kartogramu powierzchniowego i metody ruchomego pola.

Zachowanie sztywnego układu pół i poszczególnych jego nałożeń stwarza możliwość porównywania w sposób liczbowo wymierny, obrazów kartograficznych, dotyczących jednego zjawiska w różnych przekrojach czasowych, albo różnych zjawisk.<sup>44</sup> Między wartościami analogicznych pół w poszczególnych obrazach kartograficznych ustalić można różnice wartości lub inne współzależności. Uzyskane w ten sposób wartości odnieść można do odpowiednich punktów odniesienia, a następnie wykreślić dla nich izarytmy, podobnie jak dla każdego układu cechowanych punktów odniesienia.

Jeśli zagęszczenie punktów odniesienia jest dostatecznie duże, to izarytmy wyinterpolowane między ich cechami (wartościami) — w granicach wyznaczonych przez wielkość pola i przedziały klasowe —

<sup>43</sup> Przy założeniu, że dobrana została odpowiednia wartość statystyczna kropki, wielkość pola podstawowego oraz odpowiednio duża podziałka mapy.

<sup>44</sup> Opartych oczywiście o identyczne układy pół i ich nałożenia.

Ryc. 7. Wycinki kartogramów izopletowych dla gęstości zaludnienia ludności rolniczej; a — podstawowe nałożenie układu pół. Wariant I; b — przesunięte nałożenie układu pół. Wariant II; c — przesunięte nałożenie układu pół. Wariant III;

d — średnie ruchome oparte o trzykrotne nałożenie układu pół

Portions of the isopleth cartograms for the farm population density; a — base superimposing of hexagonal grid. Variant I; b — shifted superimposing of hexagonal grid. Variant II; c — shifted superimposing of hexagonal grid. Variant III; d — moving averages based on the threefold overlapping of hexagonal grid

obwodzić będą obszary o określonej gęstości zaludnienia, podobnie jak przy metodzie ruchomego pola.

Praktycznie wystarczającą dokładność uzyskuje się przy średnich ruchomych dla dwunastu nałożeń. Otrzymany obraz kartograficzny spełnia wówczas warunki kartogramu i mapy gęstości zaludnienia. Pozwala na porównywanie w sposób liczbowo wymierny różnych obrazów, a jednocześnie pozwala z dużym przybliżeniem przyjąć, że przebieg izarytmy jest jednocześnie linią rozgraniczającą obszary o określonym natężeniu badanego zjawiska. Czyli, daje — w granicach przyjętych założeń metodycznych — obraz rzeczywistego, geograficznego rozmieszczenia gęstości zaludnienia, ponieważ można z dużym przybliżeniem założyć, że przy dowolnym nałożeniu pola podstawowego, uzyskane wartości mieścić się będą w granicach przedziału klasowego, zakreślonych kolejnymi izarytmami.

Dla tak rozumianej gęstości zaludnienia słuszne wydaje się zastosowanie proponowanego na wstępie terminu — mapa statystyczna.<sup>45</sup> Tak więc obraz rozmieszczenia gęstości zaludnienia uzyskany przy pomocy średnich ruchomych, opartych o dostateczną liczbę przesunięć, winien być nazwany statystyczną mapą gęstości zaludnienia, na równi z mapą gęstości zaludnienia opracowaną metodą ruchomego pola (40).

Rozróżnienie pojęć: kartogram gęstości zaludnienia i mapa gęstości zaludnienia oraz ustalenie ich zakresu posiada zasadnicze znaczenie dla metodyki sporządzania map ludnościowych w ogóle.

Porównywanie w sposób liczbowo wymierny izarytmicznych kartogramów gęstości zaludnienia, zarówno zwykłych jak i opartych o średnie ruchome, możliwe jest tylko drogą bezpośredniego porównywania wartości (cech) analogicznych punktów odniesienia. Jeśli porównanie to dotyczy kartogramów opartych o średnie ruchome dla dostatecznej liczby przesunięć, to będzie ono dokonane w sposób geograficzny, a jednocześnie — co jest bardzo ważne — w sposób liczbowo wymierny.

Porównywanie zaś map gęstości zaludnienia, czyli zasięgów określonego natężenia gęstości zaludnienia, wydzielonych w oparciu o średnie ruchome, nie ma charakteru liczbowo wymiernego.

Proponowana przez Czekalskiego metoda koincydencji (8), jak w ogóle porównywanie dwu i więcej zmiennych przy pomocy metody izarytmicznej (24), mogą być stosowane tylko w omawianej tu formie.

<sup>45</sup> Terminu „mapa statystyczna” używają: Romer (56), Zdobnicka (52), Uhorczak (44) oraz Czekalski (7).



W przypadku kartogramów będzie to porównywanie wartości pól — w sposób liczbowo wymierny. W przypadku map izarytmicznych — można dopatrywać się zbieżności w przebiegu izarytm wykreślonych dla różnych zjawisk lub różnych przekrojów czasowych.

Zależnie od tego czy mamy do czynienia z kartogramem czy mapą, różne będą kryteria doboru przedziałów klasowych. W pierwszym przypadku, dla zachowania liczbowej wymierności zjawiska, przedziały klasowe winny mieć charakter przedziału technicznego — dostatecznie małe i różniące się o stałą wartość bezwzględną. W drugim przypadku dobór przedziałów klasowych winien być oparty o kryteria geograficzne, pozwalające wydobyć najbardziej charakterystyczne rysy rozmieszczenia danego zjawiska.

Konieczność oparcia średnich ruchomych aż o dwanaście nałożeń układu pól podstawowych w dużym stopniu zmniejsza możliwość stosowania tej metody na szeroką skalę, z uwagi na olbrzymią pracochłonność oraz potrzebę posługiwania się bardzo dokładnymi materiałami wyjściowymi, statystycznymi i kartograficznymi.

Należy jednak zdać sobie sprawę, że badania nad wymiernością liczbową zjawisk będą zawsze mniej lub więcej pracochłonne. Dlatego też równoległe z pracami metodycznymi tego typu winny iść badania nad automatyzacją obliczeń wartości pól i automatyzacją wykreślania wyników (39).

Omówione tu założenia metodyczne izarytm do przedstawienia (zinterpretowania kartograficznego) wartości kartogramu oraz proponowana metoda średnich ruchomych, nie wykluczają innych możliwości, zarówno w kategorii izarytm właściwych jak i pseudoizarytm. Jednocześnie praca niniejsza nie pretenduje do omówienia wszystkich przypadków, w których rozważane metody lub ich odcienie mogą mieć zastosowanie. Konkretnie warunki i zagadnienia stwarzają niezliczone możliwości kombinacji ujęcia metodycznego.

#### 4. TERMINOLOGIA IZARYTM

Całkowita odrębność izarytm stosowanych do przedstawienia gęstości zaludnienia, w odniesieniu do izarytm stosowanych w klimatologii, wymaga wprowadzenia rozróżnienia terminologicznego. Jest to tym ważniejsze, że technika wykreślania jest jednakowa dla obu kategorii izarytm i w rezultacie istnieje tendencja bądź do jednakowej interpretacji obu kategorii, bądź do odmawiania celowości wprowadzania izarytm do zagadnień ludnościowych.

Tymczasem odrębność nie tkwi w różnym sposobie występowania badanych zjawisk, ale w odrębności charakteru liczb podlegających interpolacji i punktów, do których odnoszą się te liczby. I tak np.

opracowana przez Zglinnicką „Mapa średniego wyniesienia” dla obszaru Pokucia (53) jest typu kartogramu izarytmicznego. Linie równej wartości są tu „pseudoizarytmami”, mimo że dotyczą zjawiska, którego sposób występowania ma charakter ciągły. Samą wysokość ustalić można dla każdego dowolnie wybranego punktu.

Przeciwnie zróżnicowanie cen na określony towar, występujące w poszczególnych miejscowościach, może być przedstawione tylko przy pomocy izarytm właściwych (21), mimo że sposób występowania ma charakter jeszcze bardziej nieciągły, niż rozmieszczenie ludności.

Proponuję pozostawienie określenia „izarytma”, jako terminu ogólnego dla wszystkich linii równej wartości, które zostały wykreślone na podstawie interpolacji między wartościami odniesionymi do punktów, bez względu na charakter tych wartości. Jednocześnie należy pozostawić termin „izarytma” — w znaczeniu ogólnie w Polsce przyjętym — na określenie izarytm właściwych.

Na określenie linii równej wartości wykreślonych drogą interpolacji między wartościami reprezentującymi określone pola podstawowe i jedynie umownie odniesionymi do punktów — proponuję termin „izopleta”. Termin jest zgodny ze znaczeniem nadanym mu w literaturze polskiej; oznacza linie wyinterpolowane między wartościami wyznaczonymi w układzie kartezjańskim, uzyskuje jedynie ogólniejsze znaczenie. Przyjęcie tego terminu uchroni jednocześnie od konieczności tworzenia nowych terminów i pozwoli na jednoznaczność z terminologią światową (51).

Jeśli przyjmie się takie rozgraniczenie terminologiczne, to w przypadku izarytm, zawsze mamy do czynienia z mapą w wąskim tego słowa znaczeniu. W przypadku izoplek (pseudoizarytm) otrzymujemy zawsze kartogram.

Na pograniczu mapy izarytmicznej i kartogramu izoplekowego stoi izoplekowy kartogram oparty o średnie ruchome dla dostatecznej liczby przesunięć układu pól. Izopleka jest tu linią cechowaną, a jednocześnie linią rozgraniczającą obszary o określonym natężeniu zjawiska przy danej wielkości pola.

#### WYBÓR LITERATURY

1. Alexander J. W. and Zahorchak G. A.: Population Density Maps of the United States. Techniques and Patterns. Geographical Review, vol. XXXIII, New York 1943, ss. 457—466.
2. Barnes J. A. and Robinson A. H.: A New Method for the Representation of Dispersed Rural Population. Geographical Review, vol. XXX, z. 1, New York 1940, ss. 134—137.

3. Barwińska L.: Wybrane zagadnienia z metodyki sporządzania map ludnościowych. Przewodnik VII Ogólnopolskiego Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geograficznego w Gdańsku — wrzesień 1962, cz. I, Streszczenia referatów, ss. 160—164.
4. Behm E.: Vertheilung der Menschen über die Erde. Begleitworte zu den Karten. Petermann's Geographische Mittheilungen. Ergänzungsband VIII, 1873—74, nr 35, Gotha 1874, ss. 91—102.
5. Cushing S. W.: The Distribution of Population in Mexico. *Geographical Review*, vol. XI, New York 1921, ss. 227—242.
6. Czekalski J.: Kartogram a mapa izarytmiczna (*La représentation graphique des données numériques par cartogrammes et par la carte isarithmique*). *Wiadomości Służby Geograficznej*, z. 4, Warszawa 1934, ss. 467—497.
7. Czekalski J.: Mapa izarytmiczna ■ obraz rzeczywisty. Próba analizy metody (*La carte isarithmique, sa méthode et son degré de précision*). *Wiadomości Służby Geograficznej*, z. 3, Warszawa 1933, ss. 202—234.
8. Czekalski J.: Mapa izarytmiczna, jako metoda badawcza w geografii. Metoda koincydencji (*Le rôle de la méthode isarithmique dans les recherches géographiques. La méthode de coincidence*). *Czasopismo Geograficzne*, vol. XII, z. 3—4, Lwów 1934, ss. 209—222.
9. De Geer S.: A Map of the Distribution of Population in Sweden: Method of Preparation and General Results. *Geographical Review*, vol. XII, z. 1, New York 1922, ss. 72—83.
10. Duncan O. D.: The Measurement of Population Distribution. *Population Studies*, vol. XI, z. 1, London 1957, ss. 27—45.
11. Eckert M.: Die Kartenwissenschaft. Zweiter Band, Berlin und Leipzig 1925.
12. Enequist G.: A Method for Mapping Population Density. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, vol. XVII, Oslo 1959/60, ss. 271—277.
13. Friedrich E.: Die Dichte der Bevölkerung im Regierungsbezirk Danzig, *Schriften der Naturforschenden Gesellschaft in Danzig*, 1896.
14. Gajda R. T.: Mapping Population Density in Canada, with Particular Reference to Plate 48, *Atlas of Canada. Geographical Bulletin* nr 18, Ottawa 1962, ss. 1—20.
15. Gelbke C.: Die Volksdichte des Mansfelder See- und des Saal-Kreises auf Grund der Volkszählung vom 1, Dezember 1885. Dissertation, Halle 1887, s. 29.
16. Greim G.: Beiträge zur Anthropogeographie des Grossherzogtums Hessen, Stuttgart 1912.
17. Gumiński R.: Metoda izarytm w klimatologii. *Gazeta Obserwatora P.I.H.M.*, z. 11, Warszawa 1951, s. 5.
18. Hägerstrand T.: Statistiska primäruppgifter, flygkartering och „Data Processing” maskiner. Ett kombineringsprojekt. *Svensk Geografisk Årsbok*, vol. XXXI, Lund 1955, ss. 233—255.
19. Hägerstrand T.: The Propagation of Innovation Waves. *Lund Studies in Geography*, Ser. B, nr 4, Lund 1952, s. 20.
20. Horn W.: Die Geschichte der Isarithmenkarten. *Petermanns Geographische Mittheilungen*, vol. CIII, z. 3, Gotha 1959, ss. 225—233.
21. Janowski B.: O odległościach jako czynniku rozwoju kultury. Lwów 1908, s. 43.



22. Jedut R.: Metoda koncentracji w zastosowaniu do badania rozmieszczenia ludności na przykładzie Polski (Méthode de concentration appliquée aux examens de la dislocation de la population à l'exemple de la Pologne). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XVI, 5, Lublin 1961.
23. Lalanne M. L.: Géométrie appliquée. Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences, vol. XX, Paris 1845, ss. 438—441.
24. Learmonth A. T. A. and Manindra Nath Pal.: A Method of Plotting two Variables (such as Mean Incidence and Variability from Year to Year) on the Same Map, Using Isopleths. Erdkunde, vol. XIII, z. 2, Bonn 1959, ss. 145—150.
25. Libault A.: Les mesures sur les cartes et leur incertitude, Paris 1961, s. 231.
26. Lijewski T.: Próba podziału Polski na regiony statystyczne (Attempt of Dividing Poland's into Statistic Regions). Przegląd Geograficzny, vol. XXXV, z. 4, Warszawa 1963, ss. 651—661.
27. Mackay J. R.: An Analysis of Isopleth and Choropleth Class Intervals. Economic Geography, vol. XXXI, z. 1, Worcester 1955, ss. 71—78.
28. Meynen E.: Bevölkerungsdichte der Bundesrepublik Deutschland nach naturräumlichen Einheiten. Geographisches Taschenbuch 1956/57, ss. 312—333.
29. Meynen E.: Bauregeln und Formen des Kartogramms. Geographisches Taschenbuch 1951/52, ss. 422—434.
30. Meynen E.: Kartographische Ausdruckformen und Begriffe thematischer Darstellung. Kartographische Nachrichten, vol. XIII, z. 1, 1963, ss. 1—19.
31. Pannekoeck A. J.: Population Density Maps Based on Geographical Regions. Proceedings Eighth General Assembly and Seventeenth International Congress, International Geographical Union, Washington 1952, ss. 450—453.
32. Population Density by Landform Division in Japan. Bulletin of the Geographical Survey Institute, vol. VI, z. 2—3, Tokyo 1960, ss. 157—166.
33. Preobrzeńskij A. I.: Doriewolucjonnyje i sowietskije karty rozmieszczenia nasilenia. Woprosy Geografii. Kartografija, Moskwa 1954, ss. 134—148.
34. Robinson A. H., Lindberg J. B., Brinkman L. W.: A Correlation and Regression Analysis Applied to Rural Farm Population Densities in the Great Plains. Annals of the Association of American Geographers, vol. LI, z. 2, Washington 1961, ss. 211—221.
35. Robinson A. H.: The Necessity of Weighting Values in Correlation Analysis of Areal Data. Annals of the Association of American Geographers, vol. XLV, z. 4, Washington 1955, ss. 233—236.
36. Romer E.: Atlas geograficzno-statystyczny Polski. Sprawozdania Akademii Umiejętności Wydziału historyczno-filozoficznego za miesiąc listopad 1915 r., s. 8.
37. Sawicki L.: Rozmieszczenie ludności w Karpatach Zachodnich. Kraków 1910 r., s. 11.
38. Schmid C. F. and Mac Cannell E. H.: Basic Problems, Techniques, and Theory of Isopleth Mapping. The Journal of American Statistical Association, vol. L, nr 269, March 1955, ss. 220—239.
39. Sherman J. C.: New Horizons in Cartography Functions, Automation and Presentation. International Geographical Congress. Norden 1960, Abstracts of Papers, s. 260.
40. Smeds H.: A Method of Constructing Density Choropleths on Dot Maps of Population. International Geographical Congress, Norden 1960. Abstracts of Papers, ss. 266—267.

41. Strada L. T. S.: O najważniejszych zagadnieniach i potrzebach morfometrii (Les problèmes principaux et les besoins de la morphométrie). *Polski Przegląd Kartograficzny*, vol. X, z. 38—39, Lwów 1931, ss. 213—234.
  42. Sviatlovsky E. E., Eells W. C.: The Centrographical Method and Regional Analysis. *Geographical Review*, vol. XXVII, z. 2, New York 1937, ss. 240—254.
  43. Uhorczak F.: Warunki mieszkaniowe w Polsce. *Przegląd Krajoznawczy*, vol. II, z. 1—3, Lwów 1939, ss. 20—25.
  44. Uhorczak F.: Metoda izarytmiczna w mapach statystycznych (La methode isarithmique appliquée aux cartes statistiques). *Polski Przegląd Kartograficzny*, vol. VIII, z. 29—30, Lwów 1930, ss. 95—129.
  45. Wagner H.: *Lehrbuch der Geographie*. Hannover 1923.
  46. Warakomska K.: Materiał budowlany wsi w Polsce według stanu z 1957 r. (Matériaux de construction dans les villages en Pologne selon leur état de 1957). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. XVI, 6, Lublin 1961, ss. 157—178.
  47. William-Olsson W.: Stockholm: Its Structure and Development. *Geographical Review*, vol. XXX, s. 3, New York 1940, ss. 420—438.
  48. Wojekow A. I.: Razpredielenije nasielenija ziemi w zawistmosti od prirodnykh usłowij w diejatielnosti czelowieka. *Izwestia Russkogo Geograficzeskogo Obszczestwa*, vol. XLII, z. 2—3, Petersburg 1906, ss. 241—251 i 265—270.
  49. Wright J. K.: A Method of Mapping Densities of Population with Cape Cod as an Example. *Geographical Review*, vol. XXVI, New York 1936, ss. 103—110.
  50. Wright J. K.: Some Measures of Distributions. *Annals of the Association of American Geographers*, vol. XXVII, z. 4, Washington 1937, ss. 177—211.
  51. Wright J. K.: The Terminology of Certain Map Symbols. *Geographical Review*, vol. XXXIV, z. 4, New York 1944, ss. 653—654.
  52. Zdobnicka M.: Metoda izarytmiczna w grafice statystycznej (La méthode des isarithmes au service de la graphique statistique). *Pokłosie Geograficzne*, Lwów 1925, ss. 255—271.
  53. Zglinnicka A.: Regiony morfologiczne na Pokuciu. *Prace Geograficzne* wyd. przez E. Romera, z. XII, Lwów 1931, ss. 81—97.
  54. Zaborcki B.: Analiza morfometryczna rzeźby terenu niżowego (The Morphometric Analysis of the Relief a Lowland Territory). *Wiadomości Służby Geograficznej*, z. 3, Warszawa 1931, ss. 177—215.
  55. *Atlas över Sverige*, utgiven av Svenska Sällskapet för Antropologi och Geografii ab Kartografiska Institutet. Stockholm.
  56. Romer E.: *Geograficzno-statystyczny Atlas Polski* (Atlas de la Pologne, Geographie et Statistique). Warszawa i Kraków 1916.
  57. Uhorczak F.: Polska. *Przeglądowa Mapa Użytkowania Ziemi. Osadnictwo*. Instytut Geografii Polskiej Akademii Nauk, *Prace Geograficzne* nr 17, Warszawa 1957.
-

## РЕЗЮМЕ

Рассуждения касаются попытки применения метода, который позволил бы выделить способом числово измеримым пространственные и временные изменения в плотности населения.

Как исходную точку принято картограмму, которая дает возможность выделить величины способом числово измеримым, а также метод движимого поля (Смидс), дающие географическое изображение плотности населения: с однородной плотностью населения в границах определенных принятыми классовыми интервалами и величиной поля.

Для этой цели высчитано плотность населения для трех различных нанесений системы шестиугольных основных полей (рис. 4 а). Полученные для всех нанесений величины оценено как одно целое, принимая их за подвижные средние, аналогичные к применяемым в статистике.

Такие величины представляют поля взаимно заходящие друг на друга, а их картографическое изображение возможно только при помощи изолиний, которые лишь непосредственно показывают связи и градиенты, выступающие между охарактеризованными точками отнесения.

Существенной чертой картограммы является отнесение статистической величины ко всей площади заранее установленного основного поля, независимо от того, будут ли это административные или физиографические единицы, или регулярные поля. Поэтому принято, что изображение при помощи изолиний статистических величин, представляющих исследованное явление на поле, является также только картограммой. Изолиния играет здесь только роль картографической интерпретации определенной системы охарактеризованных точек отнесения и поэтому ее хода нельзя связывать с поверхностью, по которой пробегает или которую окружает, наподобие как нельзя делать какие-нибудь выводы на основании поверхностной картограммы по силе величин в отдельных частях основных полей.

Изоляция выполнит свою роль, если определенной поверхностной системе охарактеризованных точек отнесения отвечает лишь только одно изображение хода изоляций. Это требует принятия нескольких положений.

Точки отнесения следует обозначить однозначным образом. Интерполяционные ординаты должны быть одинаковой длины, а их размещение должно исключать возможность альтернативной интерполяции (Угорчак, Шмид). Сама интерполяция должна быть произведена математически при помощи ломаных линий, так как



отрезок простой линии соединяет все точки однозначным образом. Интерполяция должна опираться на интерполяционную шкалу. Перемещения системы в отдельных нанесениях должны позволять построить интерполяционные ординаты таким образом, чтобы соединяли в правильной степени точки отнесения полей всех нанесений (рис. 4 b).

Достоинством подвижных средних является сохранение неподвижной системы полей и отдельных ее нанесений. Это создает возможность сравнения измеримым числовым образом картографических изображений, касающихся к одному явлению в различных промежутках времени разрезах, или к разным явлениям. Между величинами аналогичных полей в отдельных картографических изображениях можно установить разницы величин или другие взаимозависимости. Полученные таким образом величины можно отнести к соответственным точкам отнесения, а затем построить для них изолинии, аналогично как для каждой системы характеризованных точек.

Картограмму изолиний, для одного нанесения системы полей или подвижных средних, опирающихся на недостаточное количество перемещений, можно трактовать только, как картографическую форму интерпретации характеризованных точек отнесения. Поэтому нельзя делать выводы относительно непосредственных связей изолинии с площадью, по которой пробегает. Методически не является правильным понимание площадей, зачеркнутых отдельными изолиниями, как районов с определенной интенсивностью исследуемого явления, а самые же изолинии нельзя рассматривать в качестве линий, отделяющих эти районы. И поэтому является вполне нелогическим сравнение хода этой категории изолиний зачеркнутых для различных явлений и усматривание каких-либо связей между площадями ими зачеркнутыми.

Если сгущение точек отнесения достаточно велико (достаточное количество точек отнесения дает двенадцать нанесений) (рис. 4 c), то изолинии, интерполированные между этими величинами, будут зачеркивать площади с определенной плотностью населения, аналогично, как при помощи метода подвижного поля. Тогда можно с большим приближением предположить, что величины, вычисленные для любого нанесения поля, будут располагаться в границах классового интервала между соответственно последовательными изолиниями. Самые же изолинии будут одновременно играть роль разделяющих линий. Поэтому принято далее, что ход изолиний, полученных при помощи подвижных средних, может служить основой сравнения пределов разных явлений.

Изолинейная картограмма плотности населения, опирающаяся на подвижные средние для достаточного числа перемещений, является одновременно статистической картой плотности населения — дает изображение действительного размещения плотности населения для данной величины основного поля.

Разделение понятий картограммы плотности населения и карты плотности населения, а также установление их размера, имеет основное значение.

В зависимости от того, дело ли у нас с картограммой или с картой, будут разные критерии подбора классовых интервалов. В первом случае, для соблюдения числовой измеримости явления, интервалы должны иметь характер технического деления — достаточно небольшие и отличающиеся постоянной абсолютной величиной. Во втором случае, подбор классовых интервалов следует опереть на географические критерии, которые позволяют обнаружить наиболее характерные черты размещения данного явления.

Особенный характер чисел, подвергающихся интерполяции и точек, к которым эти числа относятся, определяет совершенно иную роль изолиниям, зачеркнутым для плотности населения (или вообще для интерполяции ценности картограммы в картометрии), в сравнении с изолиниями применяемыми в климатологии, т.н. собственными изолиниями.

В случае собственных изолиний числа относятся к точкам, на которых сделано измерения или установления величин. Система этих точек, не проявляет взаимной непосредственной связи. Изменение в числе измеримых точек не оказывает влияния на величины точек первоначально установленных.

В случае псевдоизолиний величины в действительности относятся к определенным площадям основных полей, а только условно бывают отнесены к точкам. Каждое изменение в числе точек отнесения является всегда эффектом изменения в числе основных полей.

При такого рода понимании характера обоих видов изолиний является безразличным, какие явления они собой представляют. Итак климатические показатели, например средние температуры, установленные для определенных физиографических единиц, могут быть интерпретированы картографически только при помощи изолиний, но лишь только типа изолинейной картограммы. Следовательно линии одинаковой величины будут псевдоизолиниями, несмотря, что относятся к явлению, способ выступления которого имеет беспрерывный характер.

Обратно, разнородность цен на определенный товар, выступающая среди отдельных местностей, может быть интерпретирована при по-

мощи собственных изолиний, несмотря на то, что выступание местностей, для которых установлено цены, имеет характер еще более прерывистый, чем размещение населения.

Эта особенность требует установления особого термина, который позволил бы избежать неподходящей интерпретации изображений, полученных при помощи изолиний. Автор предлагает термин „изоплета” на определение линий равной величины, получаемых путем интерполяции между величинами, представляющими определения поля, но лишь условно отнесенными к точкам. Этот термин согласуется со значением приданном ему в польской литературе (на определение линий интерполированных между величинами обозначенными в картезианской системе), но получает он лишь более общее значение. Предложение автора избавит от необходимости создания новых терминов, а одновременно достигнет однозначщего характера с мировой терминологией (153, 227).

Предлагаемый метод подвижных средних является одной из попыток обнаружения индивидуальных признаков пространственного группирования явлений числово измеримым способом, необходимым для установления их изменений во времени и пространстве.

Исследования над числовой измеримостью явлений требуют всегда весьма трудной работы. Поэтому параллельно с этого рода работами должно вести исследования по пригодности автоматизации вычислений при устанавливании величин основных полей, а также при картографическом представлении их результатов.

---

## SUMMARY

The author based the paper on the choropleth method and the method of the moved area. The choropleth method (cartogram) presents the quantitative variations of the population distribution. The method of the moved area (S m e d s) gives the geographical pattern of population density, i. e., the approximate homogenous density of population within the limits defined by class intervals and area size.

The author made an attempt at introducing such a method which would combine the advantages of both methods, i. e., the choropleth method and that of moved area. For that purpose she introduced the threefold calculations of population density within the hexagonal grid. Each time the hexagonal grid was shifted as shown in Fig. 4 a. The author assumed that the values obtained for base areas in all three shifts constituted an entity. The density values obtained may be



considered moving averages analogous to moving averages applied in statistics.

The values represent overlapping areas, and their cartographic representation is possible only by means of isopleths which show directly only relationships and gradients among the values of control points.

The specific features of the choropleth map (cartogram) is that the statistical value refers to the whole surface of the predetermined base area, no matter whether they are based on civil division, landform division or regular areas. Thus, the author assumes that the interpretation of values in form of isopleths is but a choropleth map (cartogram). This, of course, refers only to those values which represent the studied phenomena within the base areas.

The isarithm is only a means of the cartographic interpretation of a determined set of control points values. Thus the course of isopleths cannot be directly connected with the surface which it passes or surrounds. Similarly the choropleth map does not allow to draw the conclusions about the intensity of values of the separate parts of the base areas. A specific arrangement of control points and their values should be represented only by one course of isarithms. This condition is fulfilled if the following requirements are met:

1. Control points are to be located in such a way as to eliminate the problem of alternative position.
2. Interpolation axes ought to be of equal length.
3. The arrangement of axes should result in an equilateral triangle in order to eliminate the problem of alternative choice.
4. The interpolation itself ought to rest on the arithmetic interpolation technique.

Besides, the author concludes that in case of moving averages the shifts of hexagonal grid ought to be such as to permit the drawing of correct interpolation axes common to all three shifts (Fig. 4 b).

The advantages of moving averages is that the system of areas and its separate shifts is rigid. This makes possible a quantitative comparison of cartographical pictures of different phenomena or of one phenomenon at different times. It is possible to determine differences or other relationships between values of analogous areas of separate cartographic pictures. These values may refer to analogous control points, and isopleths may be drawn for them similarly as for each system of control points data.

The isopleth cartogram based on one superimposed hexagonal grid may be considered only a cartographic interpretation of control points data. Therefore no conclusion can be drawn as to the direct relationship

of isopleths with the surface which they pass, as suggested by A. T. A. Learmonth (24).

No defined intensity of the values can be assigned to the surface surrounded with isopleths or to that found between two successive isopleths. Therefore, the author thinks that it is not safe to make a comparison of isopleths plotted for two variable phenomena and deduce relationships among the surfaces delimited by these isopleths. On the other hand, the isopleths plotted for moving averages based on a relatively great number of shifts of hexagonal grid surround the surface of a certain population density similarly as in the method of a moving area. Only then it is possible to assume that values calculated for a freely superimposed area will be included in the predetermined sequences of class intervals. The isopleths at the same time constitute delimitation lines. It follows from the above that two different isoplethic patterns, based on moving averages may serve as a basis for the comparison of the range of phenomena under discussion.

The isopleth population density map, based on moving averages (for a sufficient number of shifts) is simultaneously a population density map in a geographical sense since it gives a picture of the population density distribution for a given size of the base area.

It is very important to make a differentiation between two concepts: the concept of a cartogram of population density and that of a map of population density. And thus the criteria of the choice of the class intervals depend on the fact whether we are dealing with a cartogram or with a map.

In case of a cartogram an arithmetic interval must be applied, i. e., an interval in which values change by a constant absolute value. Besides, intervals should be sufficiently small.

In case of a map of population density the selection of class intervals ought to be based on geographical criteria permitting to derive the most characteristic features concerning the areal differentiation of population density. The isopleth is here also a delimiting line.

Geographical literature lacks adequate nomenclature showing the distinction between the isopleths employed for the representation of population density and those used in climatology. As the technique of drawing both kinds of isopleths is identical in either case, the result is a tendency to interpret as identical both categories of isopleths or consider them useless for the purpose of density problems.

The distinction between the two kinds of isopleths does not consist in a different type of distributions. The features of significance are:

a different type of aerial control points and spot heights, and a different character of control points numbers and spot numbers.

The author proposes to keep the word „isarithm” in Polish literature as a general term for all lines of equal values plotted by means of interpolation between spot numbers or control numbers. At the same time the word „isarithm” ought to be preserved for lines of equal values drawn for spot numbers.

If we accept such a distinction in terminology an isopleth cartogram, based on moving averages, takes an intermediate place between an isarithmic map and an isopleth cartogram for one superimposing of hexagonal grid.

If moving averages are determined for a sufficient number of hexagonal grid shifts, the isopleth is a line that represents a quantity being at the same time a delimitation line for surfaces of definite intensity of investigated phenomena for a given aerial size.

The proposed method of moving averages attempts at deriving individual features of aerial distribution of population density, quantitatively measurable. Quantitative measurements of the population density are indispensable for investigating time changes and aerial shifts. These investigations are time-consuming. At the same time research should be conducted on automated computing and automated plotting procedures of statistical data for base areas.





ANNALES  
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA  
LUBLIN — POLONIA

VOL. XVIII, 11

SECTIO B

1963

---

■ Katedry Hydrografii Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UMCS  
Kierownik: doc. dr Tadeusz Wilgat

Elżbieta REDEROWA

**Źródła Bystrzycy Lubelskiej**

**Источники Люблинской Быстрицы**

**The Sources of the River Bystrzyca in the Lublin Province**

BADANIA ŹRÓDEŁ W POLSCE

W polskiej literaturze geograficznej niewiele mamy prac poświęconych źródłom. Istniejące publikacje dotyczą przede wszystkim chemizmu, temperatury i wydajności źródeł. Autorzy tych prac zwykle ograniczali swe badania do jednorazowych pomiarów, albo do pomiarów w ciągu krótkiego okresu.

Pierwsze badania poświęcono źródłom tatrzańskim. Już pod koniec ubiegłego wieku L. Świerż ogłosił na ten temat 3 artykuły (16, 17, 18). Z tego okresu pochodzi też krótki artykuł S. Dobrzyńskiego omawiający sposób powstawania źródeł wód żelazistych w okolicach Lublina (3). Temperaturę górskich źródeł i potoków badał E. Romer (13). L. Kowalski dość szczegółowo opisał położenie i cechy podreglowych źródeł północnej strony Tatr (7). J. Gołąb badał termikę i wydajność źródeł w okolicy Krzeszowic (5). Badania te przeprowadzał od 21 III do 30 VI 1942 r. H. Maruszczak i B. Szalkiewiczówna mierzyli temperaturę źródła na Sławinku pod Lublinem w okresie od 31 XII 1946 r. do 29 IX 1947 r. (8). J. Kobendzina opisała erozyjną działalność źródeł Łyny (6). M. Drzał i Fabijanowski dali charakterystykę tzw. niebieskich źródeł nad Pilicą (4). E. Trembaczowski badał promieniotwórczość niektórych źródeł na Lubelszczyźnie (19, 20). Z. Ziemońska wykazała związek między temperaturą źródeł morenowych na północnych stokach Tatr Zachodnich i wysokością ich występowania (23). W ostatnich latach obserwacje

źródeł na szeroką skalę podjął PIHM. O pracach tych poinformowała H. Czarnecka w artykule z 1960 r. (2). Przedstawiła tam również mapkę rozmieszczenia i wydajności źródeł na terenie Polski. Do wykonania mapy wykorzystane zostały, oprócz materiałów PIHM, również materiały zgromadzone przez uniwersyteckie ośrodki geograficzne podczas kartowania mapy hydrograficznej. Ta sama autorka podała w drugim komunikacie (1) krótkie uwagi o źródłach występujących na terenie Warszawy.

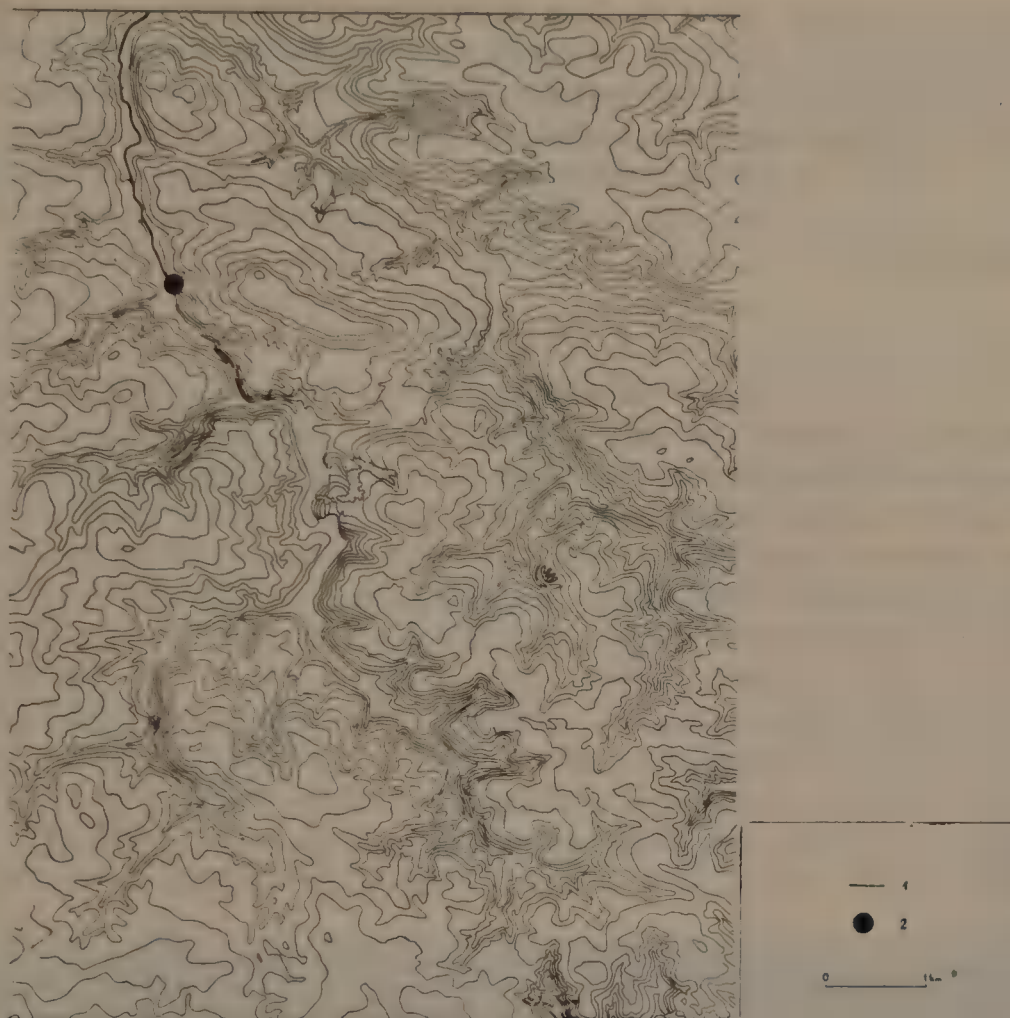
#### OPIS TERENU

Źródła Bystrzycy położone są na pograniczu Wyżyny Lubelskiej i Roztocza, we wsi Sulów. Powyżej źródeł dolina Bystrzycy ciągnie się jeszcze 9 km do wsi Błazek położonej na dziale wodnym z Sanną. W czasie roztopów i wielkich deszczów początek rzeki cofa się do tej wsi. Zjawisko to występuje dość często tak, że górna część doliny ma dobrze wykształcone koryto. Niegdyś, początkowe źródła rzeki znajdowały się dalej na południe. Starsi mieszkańcy wsi wiedzą o tym od swoich rodziców. Za ich pamięci woda już nie płynęła, istniały tylko resztki nisz źródłiskowych. Znajdowały się one kilkaset metrów powyżej dzisiejszych źródeł. Niektórzy ludzie mówią także o istnieniu innych źródeł, położonych jeszcze dalej na południe. Źródła te istniały około roku 1830, bo na Topograficznej Karcie Królestwa Polskiego początek Bystrzycy oznaczony jest 2 km powyżej obecnego. Karte des Westlichen Russlands opracowana na podstawie mapy: Nowaja Topograficzeskaja Karta Zapadnoj Rossii z 1895 r. znaczy źródła podobnie, chociaż należy przypuszczać, że w tym czasie źródła te już nie funkcjonowały. W taki sam sposób początek rzeki narysowany jest na mapach 1:100 000 z roku 1938 oraz z roku 1955.

Powierzchnia dorzecza Bystrzycy powyżej źródeł wynosi 58 km<sup>2</sup>. Wschodnia część tego obszaru odwadniana jest doliną uchodzącą poniżej źródeł. Obszar powierzchniowej zlewni w profilu źródeł wynosi 35 km<sup>2</sup>, w tym po lewej stronie doliny 25 km<sup>2</sup>, a po stronie prawej 10 km<sup>2</sup>.

Dorzecze górnej Bystrzycy jest terenem silnie urzeźbionym (ryc. 1). Powierzchnia wierzchowinowa pocięta jest licznymi dolinami. Ma ona postać lekko falistej równiny wznoszącej się ogólnie w kierunku SE z kulminacjami występującymi po wschodniej stronie doliny oraz na wschodnim i południowym dziale wodnym. Skrajne wysokości na omawianym obszarze wynoszą 229 m w dnie doliny w pobliżu źródeł oraz 309,6 m na kulminacji działu wodnego w SE części zlewni.





Ryc. 1. Rzeźba zlewni górnej Bystrzycy. 1 — poziomice co 5 m. 2 — źródła  
 Relief of the upper section of the Bystrzyca river-basin. 1 — height contour.  
 Contour interval is 5 metres, 2 — sources

Większe różnice wysokości, a więc i większe nachylenia powierzchni wierzchowinowych występują po prawej, wschodniej stronie doliny. Powszechna jest asymetria dolin (9). Z reguły zbocza: wschodnie i północne są wyższe i bardziej strome niż lewe.

Dolina Bystrzycy powyżej źródeł ma bieg kręty o kierunku zasadniczym NNW—SSE. Stanowi formę erozyjno-denunacyjną o wyraźnie zaznaczonej asymetrii. Jej lewe, zachodnie zbocze, niższe i o mniejszym nachyleniu, rozcinają płaskie niecki denudacyjne. Zbocze prawe jest wyższe i bardziej strome, a na małych odcinkach w Kaczyńcu i Blińowie tworzy nawet pionowe ściany.

W terenie o tak urzeźbionej powierzchni dużą rolę odgrywa spływ powierzchniowy. Tym bardziej, że szata roślinna nie stanowi prawie

żadnej przeszkody. Lasy tworzą tylko niewielkie płyty, zgrupowane w pobliżu działów wodnych. Większe z nich znajdują się koło wsi Studzianki, Aleksandrówka i Moczydła. Powierzchnie wierzchowinowe i łagodniejsze zbocza zajęte są głównie pod uprawę zbóż i roślin okopowych. Strome zbocza są niezagospodarowane, porośnięte trawą, a miejscami krzewami. Na płaskim dnie doliny Bystrzycy i w większych bocznych dolinach znajdują się łąki.

#### OPIS ŹRÓDEŁ

Źródła położone są w dnie doliny pod jej prawym zboczem. Szerokość doliny wynosi tu 125 m. Źródła występują na wysokości 229 m n.p.m. Zbocze, spod którego wypływają, ma ekspozycję zachodnią. Jest ono w tym miejscu wysunięte w dolinę i stanowi jakby występ w stosunku do całej linii zbocza. Wysokość jego dochodzi do 15 m, nachylenie wynosi  $40^{\circ}$ . Zbudowane jest z twardej, silnie spękanej opoki kredowej. Na całym zboczach opoka tworzy zwietrzały rumosz skalny. Na wierzchowinie ponad zboczem zalega warstwa lessu. Na dole zbocze jest bardziej strome, ponieważ materiał znajdujący się na powierzchni ulega ciągłemu obsuwaniu. W miejscach obsunięć brak roślinności, pozostałą powierzchnię zbocza porastają krzewy i uboga trawa.

Woda wypływa spod skalnego zbocza czternastoma szczelinami. Odległość między szczelinami skrajnie położonymi wynosi 27 m. Woda



Ryc. 2. Źródła w Sulowie. Widok od południa  
Sources in Sulów seen from the south

Fot. E. Rederowa



wpada bezpośrednio do zbiornika przylegającego do zbocza i wciętego w dno doliny na głębokość 1 m (ryc. 2). Zbiornik odgradzony jest nasypem od koryta rzeki, biegnącego wzdłuż doliny. Woda odpływa do koryta sztucznym przekopem. Powyżej odpływu koryto Bystrzycy przez większą część roku jest suche.

Dla orientacji poszczególne wypływy oznaczono kolejnymi numerami, zaczynając od południa w kierunku północnym. Wydajność poszczególnych źródeł nie jest jednakowa. Ogólnie można je podzielić na dwie grupy. Źródła południowe od 1 do 8 mają większą wydajność, źródła północne od 9 do 14 mają wydajność mniejszą. Najbardziej wydajne są źródła nr 7, 8 i 1. Źródło nr 14 kilkakrotnie ulegało замуłnieniu i nikło. Obok źródeł szczelinowych, w dnie zbiornika występują źródła pulsujące. Jest ich bardzo dużo i mają różną siłę wytrysku. Dno zbiornika wypełnione jest mułem i częściowo zasłane rumoszem wapiennym, obsuwającym się ze zbocza. W czasie silnych roztopów woda płynie całą szerokością doliny i przelewa się przez nasyp do zbiornika. A ponieważ niesie dużo zawieszin, na co wpływa pokrywa lessowa w górnej części dorzecza, zbiornik ulega замуłnieniu. Gdy wody powodziowe opadają, materiał ten jest wynoszony przez wody źródlane. Proces akumulacji jest jednak większy od procesu wynoszenia, to też zbiornik ulega stopniowemu, chociaż powolnemu, spłycaaniu. Dawniej źródła oczyszczano wynosząc muł ze zbiornika. Nie robi się tego od kilkunastu



Ryc. 3. Źródła w Sulowie. Widok od północy. Na prawo mostek, pod którym mierzono przepływy

Sources in Sulów seen from the north.

Fot. E. Rederowa



lat. Podobno ilość wypływającej wody jest znacznie mniejsza niż dawniej.

Źródła są użytkowane przez miejscową ludność. Woda pobierana jest do wielu gospodarstw. Zbiornik stanowi miejsce prania i wodopoju (ryc. 3).

#### POMIARY ŹRÓDEŁ

Pierwszą charakterystykę źródeł sulowskich dał H. Sierosławski w swojej pracy magisterskiej (14). Sierosławski mierzył wydajność i temperaturę źródeł co 10 dni od 14 III 1954 do 8 I 1955 r. Ponieważ w następnym roku robiłam zdjęcie hydrograficzne dorzecza Bystrzycy, podjęłam na nowo pomiary źródeł robione przez Sierosławskiego. Wykonywałam je w okresie od 7 V 1955 r. do 30 VI 1956 r., a ich interpretacja została umieszczona w pracy magisterskiej pt. „Stosunki hydrograficzne w dorzeczu Bystrzycy Południowej” (12). Pomiary wykonywane były tymi samymi metodami, ale co 14 dni. Jak wykazały próby poczynione w Zakładzie Hydrografii UMCS odstępstwa takie nie fałszują charakteru rocznych zmian zwierciadła wody, jedynie upraszczają zjawisko. Można je zatem stosować, jeśli trudności komunikacyjne nie pozwalają na pomiary w odstępach tygodniowych.

W II okresie obserwacje nie były ciągłe. W związku z budową nowego mostu nad przekopem zatamowano odpływ wody ze zbiornika. W tym czasie pomiar wydajności był niemożliwy. To też brak jest danych z dwóch terminów, co stwarza lukę na wykresie od 23 X do 3 XII 1955 r.

Dla wyjaśnienia zależności rocznego rytmu źródeł od opadów Sierosławski posłużył się danymi ze stacji opadowych w Kraśniku i Polichnie. Wydajność źródeł porównał z dekadowymi sumami opadów, wyliczonymi jako średnie arytmetyczne z tych stacji. Należy jednak zwrócić uwagę na fakt, że obie stacje znajdują się poza dorzeczem, sumy roczne opadów różnią się w nich znacznie (nawet ponad 100 mm), a w rocznym przebiegu zachodzą istotne niezgodności. Dlatego dla analizy wzięłam dane ze stacji w Zakrzówku, założonej w tym czasie, gdy Sierosławski zaczynał swoje pomiary. Stacja ta oddalona jest od źródeł o 4 km. Jednakże w r. 1956 została założona w Sulowie stacja opadowa Zakładu Klimatologii UMCS. Stacja ta znajdowała się w dolinie rzeki, około 1 km na N od źródeł. Skłoniło to do wznowienia obserwacji nad wydajnością źródeł. Trzeci okres pomiarów obejmuje 2 lata od 23 I 1957 r. do 21 I 1959 r. Dzielę go na okres IIIa — 1957 r. i okres IIIb — 1958 r. W okresie tym nie mierzono już temperatury wody w źródłach, ponieważ wyniki pomiarów z dwóch poprzednich okresów wykazały, że woda ma prawie stałą temperaturę. Dane ze

stacji opadowej z Sulowa porównano z opadami z Zakrzówka. Okazało się, że wielkość i czas występowania opadów jest bardzo podobny (wykres III). Zatem nie popełnia się dużego błędu porównując wydajność źródeł sulowskich z opadami z Zakrzówka w dwóch pierwszych okresach obserwacyjnych.

Charakterystykę źródeł starano się opracować w powiązaniu z wodami podziemnymi. W tym celu wykorzystano materiały zebrane w czasie zdjęcia hydrograficznego dorzecza. W II okresie mierzono w odstępach 14-dniowych temperaturę wody w trzech studniach znajdujących się w pobliżu źródeł. W III okresie mierzono położenie zwierciadła wody w tych studniach. Wybrano studnie o różnym położeniu morfologicznym. Studnia nr 1 położona jest nad krawędzią zbocza, 15 m ponad źródłami. Studnie nr 2 i 3 znajdują się w odległości około 0,5 km na południe od źródeł: studnia nr 2 na prawym zboczu doliny (5,2 m ponad jej dnem), a studnia nr 3 w dnie doliny po lewej stronie suchego koryta.

#### TERMIKA ŹRÓDEŁ

Aby poznać termikę źródeł Sierosławski w I okresie obserwacyjnym mierzył temperaturę wody we wszystkich szczelinach. Badania te kontynuowano w II okresie. W tym czasie, poza temperaturą źródeł, mierzono jeszcze temperaturę wody w trzech studniach. Przy mierzeniu temperatury źródeł w obydwóch okresach posługiwano się termometrem rtęciowym ze skalą od  $+7$  do  $+40^{\circ}\text{C}$ , z dokładnością do  $0,1^{\circ}$ . Ponieważ w studniach występowały temperatury niższe od  $7^{\circ}$ , a nie dysponowano innym, dokładnym termometrem, do mierzenia temperatury w studniach użyto termometru kąpielowego ze skalą od  $-15$  do  $+100^{\circ}\text{C}$ , wycechowanego z dokładnością do  $1^{\circ}$ . Temperaturę odczytywano w przybliżeniu do  $0,1^{\circ}$ .

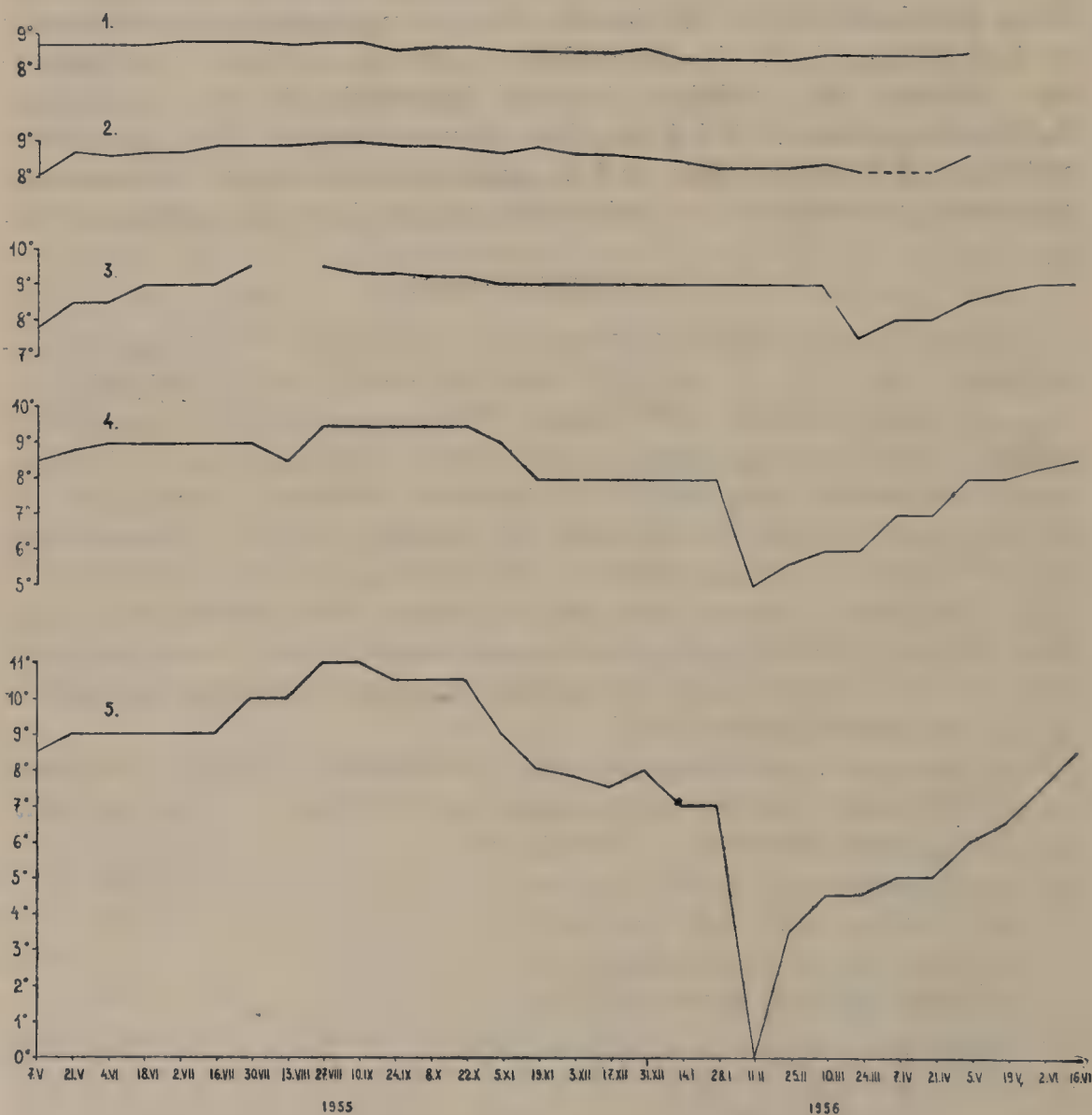
Temperatura źródeł zmieniała się w niewielkim stopniu. Największe zmiany wykazały źródła skrajnie położone. Najniższa i najwyższa temperatura, którą zanotowano, wynosiła:

- w źródle nr 1 —  $8,1^{\circ}$  oraz  $9,3^{\circ}$ ;
- w źródle nr 2 —  $8,2^{\circ}$  oraz  $9,1^{\circ}$ ;
- w źródle nr 13 —  $8,4^{\circ}$  oraz  $9,0^{\circ}$ ;
- w źródle nr 14 —  $8,3^{\circ}$  oraz  $9,3^{\circ}$ .

Najmniejsza różnica wystąpiła w źródle nr 6. Temperatura zmieniała się w nim od  $8,5^{\circ}$  do  $8,8^{\circ}$ .

W źródłach o większej amplitudzie rocznej najniższe temperatury wystąpiły w styczniu i trwały do marca (nr 2, 13, 14), a nawet do kwietnia (nr 1). Natomiast w źródłach o mniejszej amplitudzie (nr 4, 5, 6, 7, 8) minimum przypadło na styczeń i luty. Najwyższe tempera-

tury wystąpiły w lipcu i sierpniu. Przy tym wystąpiły nieznaczne różnice w obu okresach obserwacyjnych. Źródła, które w 1954 r. miały temperaturę  $8,7^{\circ}$ , w r. 1955 miały  $8,8^{\circ}$ . Przyczyną różnic mogła być różna temperatura powietrza (średnie tych miesięcy w 1954 r. wynosiły  $17,4^{\circ}$ , i  $18^{\circ}$ , a w 1955 r.  $19,8^{\circ}$  i  $19,5^{\circ}$  — dane ze stacji meteorologicznej UMCS), a także wpływ ogrzewający deszczów (w lecie 1955 r. wystąpiły znacznie większe opady niż w tych samych miesiącach 1954 r. — patrz wykresy I i II).



Ryc. 4. Temperatura wody. 1 — źródło nr 1, 2 — źródło nr 7, 3 — studnia nr 1, 4 — studnia nr 2, 5 — studnia nr 3

Water temperature. 1 — source No. 1, 2 — source No. 7, 3 — well No. 1, 4 — well No. 2, 5 — well No. 3



Temperatura wody w studniach zmieniała się w ciągu roku w znacznie większym stopniu niż w źródłach (ryc. 4). Przy czym najmniejszą amplitudę miała studnia najgłębsza, a największą najpłytsza.

Studnia nr 1 maksymalne temperatury ( $9,5^{\circ}$ ) miała w lipcu i sierpniu, minimum ( $7,5^{\circ}$ ) w marcu. Studnia nr 2 maksimum ( $9,5^{\circ}$ ) osiągnęła w sierpniu i temperaturę tę utrzymywała do października. Minimum w tej studni wystąpiło w lutym i wynosiło  $5^{\circ}$ . Temperatura studni nr 3 zmieniała się od  $11^{\circ}$  w sierpniu i wrześniu do  $0^{\circ}$  w lutym.

Na ogół temperatury maksymalne w źródłach i studniach wystąpiły w tym samym czasie, natomiast obniżenie temperatury do wartości minimalnych w źródłach wyprzedza minima w studniach. Różna podziałka termometrów uniemożliwia dokładne porównanie temperatur, ponieważ roczna amplituda źródeł mieści się w granicach błędu odczytów robionych na termometrze używanym do pomiarów w studniach.

#### WYDAJNOŚĆ ŹRÓDEŁ

##### Metoda pomiaru

Mierzono łączną wydajność wszystkich źródeł w przekopie odprowadzającym wodę do koryta rzeki. Pomiar wykonywano metodą przepływu pływakowego, ponieważ przepływ młynkiem nie mógł być robiony w czasie niskich wodostanów. Ponieważ nad przekopem znajdował się niski mostek, pod który nie można było wejść, przekrój koryta mierzono na początku przekopu. Koryto przekopu miało proste ściany i jednakowy kształt na całej długości. Dno koryta, najgłębsze w części środkowej, spłycało się przy brzegach. W wyznaczonym przekroju sondowano koryto w odstępach 5 cm. Powierzchnię przekroju obliczano mnożąc średnią głębokość przez szerokość koryta.

Prędkość przepływu mierzono pływakiem drewnianym. Dodatkowy przekrój znajdował się na drugim końcu przekopu. Odległość między przekrojami podzielona przez czas przepływu pływaka dawała prędkość płynięcia wody. Czas mierzono stoperem. Pomiar powtarzany był trzykrotnie. Przyjmowano wartość średnią. Objętość przepływu obliczano mnożąc powierzchnię przekroju przez szybkość wody. Otrzymany wynik mnożono przez współczynnik redukcyjny.

Sierosławski obliczając przepływ w I okresie stosował ogólnie przyjęty dla rzek wyżynnych współczynnik 0,85. Pomiar wykonywane przez Katedrę Hydrografii UMCS na rzekach Wyżyny Lubelskiej wykazywały, że współczynnik ten jest za duży. Dla źródeł sulowskich przyjęto wartość wyliczoną z pomiarów wykonanych młynkiem hydrometrycznym.

Pomiar młynkiem wykonano dwukrotnie (9 IX 1957 r. i 5 III 1958 r.) jednocześnie z pomiarem pływakowym. Przepływ obliczono trzema metodami: rachunkową, Harlachera<sup>1</sup> i skróconą metodą stosowaną w PIHM (15). Z otrzymanych wyników obliczono średnie, które następnie zostały podzielone przez wartość przepływów pływakowych. Poniższa tabela zawiera wartości w l/sek.:

Data	Przepływ młynkowy				Przepływ pływakowy	śr. mł.: pływak.
	rachunk.	Harlacher	PIHM	średnia z trzech		
9 IX 1957	30,373	36,3	33,6	33,4	57,123	0,535
5 III 1958	47,6	55,6	50,5	51,2	75,111	0,682

Jako współczynnik redukcyjny przyjęto średnią z obu uzyskanych wartości — 0,63.

Aby można było porównywać wszystkie wyniki, przeliczono według nowego współczynnika pomiary wykonane przez Sierosławskiego w I okresie.

Do zbiornika bezpośrednio dostaje się woda z opadów i z topniejącego śniegu, co oczywiście podwyższa przepływ za każdym razem w inny sposób. Sądzić można, że spływ powierzchniowy z deszczów nie zniekształca w sposób wyraźny uzyskanych wartości przepływu. Zlewnia powierzchniowa zbiornika źródłanego nie jest bowiem rozległa, a spływ powierzchniowy odbywa się szybko i odpływ ze zbiornika jest łatwy. Większy wpływ na wynik mogą mieć topniejące śniegi, gdyż w pewnych okresach do zbiornika wlewa się część wód spływających z górnej części doliny. O zjawisku tym trzeba pamiętać przy interpretacji wyników.

Obliczone wartości przepływu zilustrowano wykresem nr I, II i III. Wydajność źródeł zmienia się w ciągu jednego roku i z roku na rok. Najmniejsza wartość, jaką zanotowano w czasie pomiarów, wynosiła 19,8 l/sek., a największa 59,8 l/sek.<sup>2</sup> Średnie wartości w poszczególnych okresach — wyliczone jako średnie arytmetyczne — były następujące:

okres I	24 III 1954 — 8 I 1955	30,0 l/sek.
okres II	7 V 1955 — 5 V 1956	29,6 l/sek.
okres IIIa	23 I 1957 — 8 I 1958	36,2 l/sek.
okres IIIb	22 I 1958 — 21 I 1959	46,9 l/sek.

<sup>1</sup> Metody opisane w podręcznikach z zakresu hydrologii.

<sup>2</sup> Wartości podane przez Wilgata (21) obliczone były z innym współczynnikiem.

Wartości maksymalne i minimalne w poszczególnych okresach mają różną wielkość. Różnią się także wartości wyrażające stosunek maksimumów do minimów.

Okres	maks. l/sek.	min. l/sek.	maks.: min.
I	40,9	20,1	2,03
II	49,6	19,8	2,5
IIIa	41,9	23,7	1,8
IIIb	59,8	28,1	2,1

Stosunek największego maksimum do najniższego minimum wynosi 3,02. Według Owczinnikowa źródła, których współczynnik zmienności tzn. stosunek maks.: min. zawarty jest w granicach od 1:2 do 1:10, należą do źródeł zmiennych (11).

#### WYDAJNOŚĆ ŹRÓDEŁ A OPADY

Okres obserwacji jest zbyt krótki, aby można było szukać relacji między wydajnością źródeł a roczną sumą opadów. Zestawienie średnich wydajności z okresów obserwacyjnych z odpowiednimi opadami wskazuje jednak, że w dwóch ostatnich latach, obejmujących całoroczny cykl obserwacji, wzrostowi opadów odpowiadał proporcjonalny wzrost wydajności.

Okres	P w mm	Q w l/sek.	P : Q
I	475	30,0	15,8
II	548	29,6	18,5
IIIa	460	36,2	12,4
IIIb	585	46,9	12,4

Dla uchwycenia związku, jaki zachodzi między wydajnością źródeł a opadami, zestawiono wydajności mierzone co 2 tygodnie z dwutygodniowymi sumami opadów (wykres II i III). Dla okresu I obliczono sumy dekadowe, ponieważ pomiary wydajności wykonywane były co 10 dni (wykres I).

W I okresie (wykres I), od marca do lipca wystąpiły większe opady, a źródła miały większą wydajność. Od sierpnia do stycznia opady i wydajność były znacznie mniejsze. W ciągu całego okresu wydajność źródeł kilkakrotnie wzrastała i malała. Każdy większy wzrost poprzedzony był opadami, każdy spadek wydajności poprzedzał okres suszy lub małych opadów. Maksimum w maju było poprzedzone dużymi opadami w kwietniu, maksimum w czerwcu — dużymi (największa suma) opadami w maju. Opady z czerwca zasilone opadami z lipca mogły wywołać największe maksimum lipcowe. Zwraca uwagę fakt, że mimo dużych



opadów przy końcu lipca, wydajność źródeł zmalała. Wyraźne podniesienie wydajności w październiku, którego wartość jest zresztą niższa od najmniejszych w pierwszym półroczu, może być następstwem wzrostu we wrześniu. Następne podniesienie wydajności w listopadzie występuje tuż po okresie zwiększonych opadów. Ponowny wzrost wydajności w grudniu był następstwem ponownego wzrostu opadów.

W II okresie (wykres II), podobnie jak w I, każdy wzrost wydajności był poprzedzony okresem o zwiększonych opadach. Zmniejszenie wydajności występowało po okresach suszy lub małych opadów. Pierwsze małe maksimum wydajności miało miejsce w sierpniu. Poprzedzone było bardzo dużymi opadami z lipca, a także z początku sierpnia. Drugie, duże maksimum wystąpiło przy końcu grudnia. Maksimum to było wywołane małymi roztopami, związanymi z podwyższoną temperaturą (własne obserwacje). Największe maksimum wystąpiło w maju i wywołane było opadami wiosennymi, które wystąpiły po okresie roztopów.

W okresie IIIa (r. 1957) wydajność źródeł była stosunkowo mało zróżnicowana. Nie powstało wyraźne maksimum, chociaż największe wartości wystąpiły w marcu, w okresie roztopów wiosennych. Na początku kwietnia wydajność nieco zmalała. Po opadach, które wystąpiły w tym czasie, wzrosła i następnie ponownie uległa niewielkiemu obniżeniu. Następne podniesienie wydajności, które utrzymało się przez kilka tygodni, wywołane było opadami z pierwszej połowy maja. Przy końcu czerwca wystąpiło małe minimum poprzedzone okresem suszy. Częste i duże opady aż do sierpnia wywoływały powolny wzrost wydajności. Od tej pory, do końca roku, wydajność źródeł powoli malała. W ogólnym przebiegu obniżającej się linii na wykresie, wyłom stanowi duże minimum z 4 IX. Ale tu w grę wchodzi ewentualny błąd w pomiarach wykonanych przez inną osobę. Drugie załamanie linii wystąpiło w grudniu. Obrazuje ono wzrost wydajności wywołany kilkudniowymi opadami z listopada.

W okresie IIIb (wykres III) duże minimum w styczniu powstało w czasie mrozów. Maksimum w lutym związane jest już z roztopami. Następnie wydajność zmalała, ale nie doszła do wartości zimowych, tak jak w poprzednich okresach, lecz ponownie podniosła się i utworzyła dwa wyraźne maksima. Tak duża wydajność w okresie wiosennym mogła być efektem dużych i częstych opadów. Wyraźne minimum wydajności wystąpiło w czerwcu. W całym następnym okresie obserwacyjnym wydajność miała duże wartości. Jest to wynik dużych opadów występujących w ciągu całego roku.

Na podstawie powyższych zestawień można stwierdzić, że źródła w małym stopniu reagują na opady letnie, tylko długotrwałe opady

mogą wywołać wyraźny wzrost wydajności. Znacznie większy efekt natomiast wywołują opady w okresie wiosny i jesieni.

Jeśli chodzi o szybkość reagowania źródeł na opady, zestawienie nie daje podstaw do ścisłej odpowiedzi. Należy pamiętać, że porównywano wydajność źródeł z czernastodniowymi sumami opadów. Opady zaś składające się na całą sumę mogły wystąpić na początku lub na końcu owego okresu. Dlatego reakcja źródeł na opady występuje na wykresie niekiedy po dwóch tygodniach, a w innych przypadkach po miesiącu. Aby wyjaśnić problem szybkości reagowania źródeł na opady przeanalizowano wykres dziennych sum opadów w okresie III (wykres I).

Jednorazowe opady, zwłaszcza letnie deszcze nawalne, nie wpływają w wyraźny sposób na podniesienie wydajności źródeł. Dzieje się tak dlatego, że woda z gwałtownych opadów szybko spływa po powierzchni, wysoka temperatura powietrza sprzyja parowaniu, a wysuszona gleba chłonie wodę. Natomiast kilkudniowe opady letnie mogą wzmoczyć wydajność nawet na okres kilku tygodni. Znacznie większa rola w zasilaniu rezerw podziemnych przypada deszczom wiosennym i jesiennym głównie na skutek zmniejszonej ewapotranspiracji. Największy efekt wywołują opady wiosenne występujące po roztopach.

Pomiary wydajności wykonywane rzadko, bo co 2 tygodnie, uniemożliwiają śledzenie wpływu opadów na wydajność źródeł w sposób ciągły. Pozwalają jednak stwierdzić w jakim okresie czasu zaznaczył się wpływ przynajmniej niektórych opadów. I tak np. wzrost wydajności, który zarejestrowano 15 V 1957 r., mógł być wywołany tylko opadami z 6—8 maja, kiedy to w ciągu trzech dni spadło ponad 400 mm deszczu (dane z Sulowa). Poprzedni bowiem okres był dość suchy.

1 V 1957 r.	36,5 1/sek.	
2 V 1957 r.		1 mm
3 V 1957 r.		6 mm
4 V 1957 r.		0,5 mm
5 V 1957 r.		1,5 mm
6 V 1957 r.		8,5 mm
7 V 1957 r.		15,0 mm
8 V 1957 r.		24,0 mm
9 V 1957 r.		2,5 mm
13 V 1957 r.		6,3 mm
15 V 1957 r.	40,2 1/sek.	

Jeszcze wyraźniej zaznaczył się związek wzrostu wydajności mierzonej w dniu 11 XII 1957 r. z opadami z okresu 24—28 XI, gdyż wzrost ten nastąpił po wielotygodniowym okresie stałego spadku wydajności:

13 XI 1957 r.	33,7 l/sek.	
24 XI 1957 r.		9,2 mm
25 XI 1957 r.		11,5 mm
26 XI 1957 r.		3,5 mm
27 XI 1957 r.	31,5 l/sek.	3,0 mm
28 XI 1957 r.		14,2 mm
11 XII 1957 r.	34,5 l/sek.	

Przykłady te wskazują na fakt szybkiego reagowania źródeł na zasilanie. Już w tydzień lub dwa po deszczu wydajność może wzrosnąć. Świadczy to o łatwym przenikaniu wody opadowej do zbiorników podziemnych.

O szybkiej reakcji na zasilanie mówi też obniżanie się wydajności źródeł w okresie mrozów, gdy wstrzymane jest zasilanie wód podziemnych.

#### ZWIĄZEK ŹRÓDEŁ Z WODAMI PODZIEMNYMI

##### Charakterystyka wód podziemnych

W podłożu dorzecza Bystrzycy, tak jak na całej Wyżynie Lubelskiej, występują skały kredowe. Na terenie zlewni znajdują się utwory kampanu. Są to opoki, miejscami bardziej margliste, miejscami krzemieniste, silnie uszczelnione. Kredowa powierzchnia wierzchowin pokryta jest warstwą lessu, który osadził się w plejstocenie. Jej miąższość jest bardzo różna, na ogół wynosi kilka metrów. Z tego okresu pochodzą też piaski, żwirki i mułki częściowo wypełniające doliny i tworzące resztki poziomu terasowego. W dnach dolin występują mady, piaski i mułki holocenijskie.

Badania wód podziemnych przeprowadzono w czasie zdjęcia hydrograficznego dorzecza Bystrzycy. Na obszarze zlewni o powierzchni 148 km<sup>2</sup> zmierzono 269 studni: średnio 1,8 studni na 1 km<sup>2</sup>. Rozmieszczenie ich, związane z osadnictwem, jest bardzo nierównomierne. Największe zagęszczenie występuje wzdłuż dolin; obszary wierzchowinowe mają znacznie mniej punktów pomiarowych, albo są ich pozbawione zupełnie.

Spśród zarejestrowanych studni zaledwie w 53 woda występuje w piasku z tym, że w 48 wodonosiec określono jako rzygawiec; 5 studni sięga do ilów, 1 studnia do gliny. W 31 studniach nie można było ustalić ani warstwy wodonośnej, ani materiału dna. Pozostałe studnie reprezentują typowe dla Wyżyny Lubelskiej wody kredowe opisane przez Wilgata (22).



Na całym obszarze można prześledzić główny poziom użytkowy. Jego wysokość pozostaje w związku z dnem głównej doliny. Zwierciadło swobodne wznosi się od 215 m w dnie doliny do 270 m na dziale wodnym. Wody tego poziomu to wody skalne. Zwykle są one czyste, zawierają dużo  $\text{CaCO}_3$  co wpływa na ich znaczną twardość. Temperatura ulega niewielkim zmianom w ciągu roku.

W obszarach wododziałowych występują płatami wody wierzchówkowe. Użytkownicy studzien wierzchówkowych warstwę wodonośną nazywają rzygawcem. Woda w tych studniach jest mętna. Zwierciadło w ciągu roku ulega dużym wahaniom, a temperatura jest zmienna. W okresach dużego zasilania poziomów wierzchówkowych, na zboczach dolin w górnej części zlewni można znaleźć sporadyczne wysięki. Być może, że okresowe płynięcie wody w górnym odcinku koryta Bystrzycy przedłuża się dzięki okresowemu funkcjonowaniu tych poziomów.

#### Wydaźność źródeł a zmiany poziomu wody w studniach

W celu dokładnego określenia ich wysokości i ustalenia związku z wodami podziemnymi wykonano niwelację dla 3 studni, w których następnie robiono obserwacje. Okazało się, że źródła i woda w studni położonej nad nimi mają identyczną wysokość. Wszystkie trzy studnie czerpią z jednego poziomu wodonośnego. Dalszą wskazówką są wahania sezonowe zwierciadła wody w studniach, przedstawione na wykresie III. Przypuszczalnie na wynik pomiarów wpływ miało czerpanie wody ze studni na potrzeby gospodarskie, gdyż pomiary wykonywane były około godziny 11 (termin pomiarów uzależniony był od dojazdu pociągami). Dlatego nie można interpretować wszystkich drobnych zmian, a tylko ogólny przebieg krzywych.

Przebieg ten dla wszystkich studni jest podobny. Różni je tylko amplituda zmian, najmniejsza w studni najpłytszej. Zjawisko to związane jest zapewne z mniej intensywną eksploatacją studni. Wykresy zmian wysokości zwierciadła wody w studniach i wydaźność źródeł wykazują na ogół zgodny przebieg. W okresie IIIb zwierciadło występuje wyżej, a wydaźność jest większa. Maksima i minima stanów wody i wydaźności źródeł występują w tym samym czasie.

Przytoczone fakty pozwalają określić źródła sulowskie jako typ źródeł warstwowo-szczelinowych.

## L I T E R A T U R A

1. Czarnecka H.: Obserwacje źródeł na terenie Warszawy. *Gosp. Wodna*, nr 7, 1962.
2. Czarnecka H.: Wstępne wyniki hydrologicznych badań źródeł. *Gosp. Wodna*, nr 8, 1960.
3. Dobrzyński S.: przyczynek do wyjaśnienia sposobu powstawania źródeł wód żelazistych w okolicach Lublina. *Pam. Fizj.*, t. XIV, 1896.
4. Drzał M., Fabijanowski J.: Niebieskie źródła nad Pilicą. *Chrońmy Przyr. Ojcz.*, t. IX, z. 6, 1953.
5. Gołąb J.: Krótka charakterystyka źródeł okolic Krzeszowic. *Biuletyn P.I.G.*, 32, 1947.
6. Kobendzina J.: Źródłiska rzeki Łyny. *Chrońmy Przyr. Ojcz.*, z. 4—6, 1949.
7. Kowalski L.: Podreglowe źródła północnej strony Tatr. *Spraw. Kom. Fizjograf.*, t. 53—54, Kraków 1922.
8. Maruszczak H., Szalkiewiczówna B.: Pomiaru temperatury źródeł na Sławinku. [Rękopis].
9. Mojski J. E.: Asymetria zboczy dolinnych w dorzeczu Bystrzycy. *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, Sec. B*, t. V, 2, 1950.
10. Niedźwiedzki J.: O sposobie występowania wody w podziemiu, w źródłach, rzekach i jeziorach. Wiedeń 1915.
11. Owczinnikow A. M.: *Obszczaja gidrogeologija*. Moskwa 1949.
12. Pastusiak E.: Stosunki hydrograficzne w dorzeczu Bystrzycy Południowej. [Praca nie publikowana].
13. Romer E.: O niezwykłym ruchu temperatur górskich źródeł i potoków. *Kosmos*, t. XXX, 1905.
14. Sierosławski H.: Źródła Bystrzycy w Sulowie wg obserwacji i pomiarów przeprowadzonych w czasie od 14 III 1954 do 8 I 1955 r. [Praca nie publikowana].
15. Stachy J.: Wprowadzenie rachunkowej metody obliczania pomiarów objętości przepływu. *Gosp. Wodna*, nr 2, 1963.
16. Świerż L.: Ciepłota źródeł i stawów tatrzańskich mierzona w 1876 r. *Pam. Tow. Tatr.*, t. II, 1877.
17. Świerż L.: Zapiski meteorologiczne. b) Ciepłota źródeł. *Pam. Tow. Tatr.*, t. II, 1911.
18. Świerż L.: Zapiski termometryczne niektórych stawów, źródeł i innych wód tatrzańskich. *Pam. Tow. Tatr.*, t. XVIII, 1897.
19. Trembaczowski E.: Promieniotwórczość wód Lubelszczyzny. *Acta Geophysica Polonica*, t. I, 1953.
20. Trembaczowski E.: Promieniotwórczość wód na Sławinku pod Lublinem. *Ann. Univ. Mariae Curie Skłodowska, Sec. AA*, vol. VI, 2, 1952.
21. Wilgat T.: Problemy hydrograficzne Wyżyny Lubelskiej. *Czas. Geogr.*, t. XXIX, z. 4, 1958.
22. Wilgat T.: Z badań nad wodami podziemnymi Wyżyny Lubelskiej. *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, Sec. B*, t. XII, 6, 1959.
23. Ziemońska Z.: Związek temperatury źródeł morenowych z wysokością ich występowania na północnych stokach Tatr Zachodnich. *Przegl. Geogr.*, t. XXXII, 1960.

## РЕЗЮМЕ

В настоящей статье автором описаны источники Быстжицы, притока Вепжа в речном бассейне Вислы. Источники выступают во дне долины под склоном. Склон построен из твердой, покрытой сильно трещинами меловой породы. Вода вытекает через 14 трещин. Наряду с трещинноватыми источниками выступают еще пульсирующие источники.

В течение лет 1954—1959 были сделаны, с перерывами, измерения температуры и продуктивности источников. Также была совершена гидрографическая съемка поверхностного стока верхней Быстжицы на протяжении 58 км<sup>2</sup>. Кроме того были подвергнуты периодическим исследованиям три колодца в различном морфологическом положении (возвышение, склон, дно долины).

Температура воды источников менялась в незначительной степени. Самые большие изменения выступили в трещинах крайне расположенных (от 8,1° до 9,3°), наименьшие — в центральных источниках (от 8,5° до 8,8°). Самые низкие температуры наблюдались в январе и феврале месяцах, а самые высокие — в июле и августе. Температура воды в колодцах изменялась в гораздо большей степени, чем в источниках (чертеж 2). Наименьший размах колебаний обнаружил самый глубокий колодец, а наибольший размах колебаний самый мелкий колодец. Максимальные температуры в источниках и колодцах проявились в то же самое время, а снижение температуры к величинам минимальным в источниках опередило минимумы в колодцах.

Продуктивность источников измерялась при помощи переплыва с поплавком. Продуктивность источников во время измерений изменялась в границах от 19,6 л/сек до 59,8 л/сек. Продуктивность источников сравнивалась с атмосферическими осадками из соседней станции в Закжувке. Соотношение между средней продуктивностью и суммой осадков указывает на пропорциональный к атмосферическим осадкам рост продуктивности источников в течение последних двух лет, охватывающий годовой цикл наблюдений. Сопоставление продуктивности источников с суммами осадков для более коротких промежутков времени, а также с атмосферическими осадками за день (чертеж I) позволяет установить, что источники реагируют в ничтожной мере на летние осадки. Лишь только длительные летние осадки могут вызвать более отчетливое возрастание продуктивности источников. Гораздо большее влияние оказывают осадки в период весны и осени, прежде всего вследствие уменьшенной эвапотранспирации. Наибольший эффект вызывают весенние осадки, наступающие после оттепелей.



Источники и три колодца, в которых делались измерения, снабжаются водой из одного водоносного горизонта. Диаграммы изменений высоты зеркала воды в колодцах и продуктивности источников имеют, в общем, сходный ход. Минимумы и максимумы состояния воды и продуктивности выступают в это же время. Этот уровень является главным полезным уровнем и выступает в меловых известняках. Источники же обладают слоегато-трещиноватым характером.

## SUMMARY

In this article the author describes the sources of the river Bystrzyca, a tributary of the Wieprz in the river system of the Vistula. The sources are in a valley at the foot of a slope, formed of hard much-fissured Cretaceous bedrock. The water flows from 14 fissures. Besides these sources there are also pulsating sources.

In the years 1954—59, with intervals, measurements were taken of the temperature and capacity of the sources. Hydrographic mapping was also obtained of the upper Bystrzyca basin over an area of 59 sq. km. In addition, 3 wells in varying morphological situation (surface of plateau, slope, valley bottom) were subject to periodic examination.

The temperature of the sources changed slightly. The greatest changes were observed in the most distant fissures (from 8.1°C to 9.3°C), the smallest in the centrally sited fissures (from 8.5° to 8.8°). The lowest temperatures occurred in January and February, and the highest in July and August. The temperature of the water in the wells changed to a far greater degree than that of the sources (Fig. 4). The greatest amplitude was found in the shallowest well and the least in the deepest well. The maximum temperatures in the wells and in the sources occurred at the same time, while the reaching of a minimum temperature is swifter in the sources than in the wells.

The capacity of the source was measured by using a float. During the time in which the measurements were taken, the capacity changed from 19.8 l/sek. to 59.8 l/sek. The capacity of the source was compared with the precipitation as recorded in the neighbouring station at Zakrzówek. The relation between the average capacity and the sum of the precipitation shows a rise in capacity in proportion to the precipitation in the last two years as observed in the cycle of observations for the whole year. A comparison of the capacity of the sources with the sum of the precipitation for shorter periods and with the daily precipitation

(Graphs. I, II, III) indicates that the sources react only slightly to summer precipitation. Only longer periods of summer precipitation can greatly increase the capacity. Precipitation in spring and autumn has far greater effect chiefly because of less evapotranspiration. The greatest effect is that of spring precipitation after the thaw.

The sources and the three wells in which the measurements were taken derive their water from one water-bearing layer. The graphs of changes in the water levels in the wells and the capacity of the sources are generally in agreement. The minima and maxima of the water levels and the capacity occur at the same period. The level is the chief level of utility and occurs in limestone. The sources are of a stratified-fissural character.









ANNALES  
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA  
LUBLIN — POLONIA

VOL. XVIII. 12

SECTIO B

1963

---

Z Katedry Hydrografii Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UMCS  
Kierownik: doc. dr Tadeusz Wilgat

Krzysztof WOJCIECHOWSKI

**Niedobory i nadwyżki wodne w województwie lubelskim**

**Излишки и дефициты воды в Люблинском воеводстве**

**Water Deficits and Surpluses in the Lublin Voivodship**

Niedobory i nadwyżki wodne w województwie lubelskim określono stosując metodę bilansu wodnego Thornthwaite'a i Mathera. Od chwili opublikowania w 1945 r. metoda ta stała się z jednej strony przedmiotem licznych ataków, z drugiej niemniej licznych modyfikacji i prób zastosowania. Modyfikacje i zmiany wprowadził sam Thornthwaite i jego współpr. (8, 9), a także liczni inni badacze (4, 12). Opracowano i opublikowano wiele przykładów zastosowań, zarówno przy badaniach szczegółowych niewielkich obszarów, położonych niemal we wszystkich strefach klimatycznych Ziemi, jak i obszarów większych (2, 10), a nawet całego globu ziemskiego (11). Metoda Thornthwaite'a stała się podstawą dosyć szeroko stosowanego systemu klasyfikacji klimatów, szczególnie użytecznego przy korelacji ze strefami roślinnymi i regionami upraw (7, 4).

Niniejsze opracowanie obejmuje tylko województwo lubelskie i jest fragmentem pracy, stanowiącej próbę zastosowania tej metody dla warunków klimatycznych Polski. Posłużono się tu koncepcją bilansu wodnego Thornthwaite'a i Mathera z 1957 r. opublikowaną w ramach cyklu „Publications in Climatology” wydanego przez Laboratorium w Centerton pt. „Instructions and tables for Computing Potential Evapotranspiration and the Water Balance”.

Thornthwaite i Mather wprowadzili nowe, zmodyfikowane rozumienie klasycznego pojęcia bilansu wodnego. Bilans rozpatrywany jest przez nich zasadniczo dla powierzchni jednostkowej. Dla tej po-



wierzchni należy określić wartości elementów klimatycznych, a także cechy gleby i pokrycia roślinnego. W celu uzyskania bilansu dla dłuższego okresu czasu rozpatrywane są okresy krótsze, jednostkowe (dni, dekady, miesiące). Wśród tych wyróżnić można dwa typy w zależności od tego, czy w danym okresie przeważa ewapotranspiracja potencjalna, czy też opady.

Przyjmujemy za autorami metody następujące oznaczenia:

P — opad (suma dla danego okresu jednostkowego);

PE — ewapotranspiracja potencjalna, odpowiadająca łącznym stratom wody z gleby poprzez bezpośrednie parowanie gleby i transpirację roślin przy stałym maksymalnym nasyceniu gleby wodą;

AE — ewapotranspiracja rzeczywista;

$\Delta S$  — zmiana ilości wody w glebie (ubytek, lub uzupełnienie strat);

R — wolne nadwyżki wody;

D — deficyt wody.

Dla okresu jednostkowego, gdzie  $PE < P$ , zależność pomiędzy elementami bilansu można zapisać:

$$P = PE + \Delta S + R \text{ i } PE = AE$$

Równanie bilansowe jest bardzo zbliżone do postaci klasycznej. Po stronie rozchodu widać jednak rozbieżność na  $\Delta S$  i R, których wartości zależne są od stanu nasycenia gleby. Dla gleby całkowicie nasyconej  $\Delta S = 0$ . Zmiana zasobów nie występuje, a R można traktować jako ilość wody odpływającą z terenu objętego bilansem. Dla gleby tylko częściowo nasyconej nadwyżka wody zużyta zostaje na uzupełnienie zasobów gleby. Jeśli niedobory wody w glebie są większe niż  $P - PE$ , wówczas zużyty zostaje cały opad i wolna nadwyżka wody nie występuje,  $R = 0$ .\*

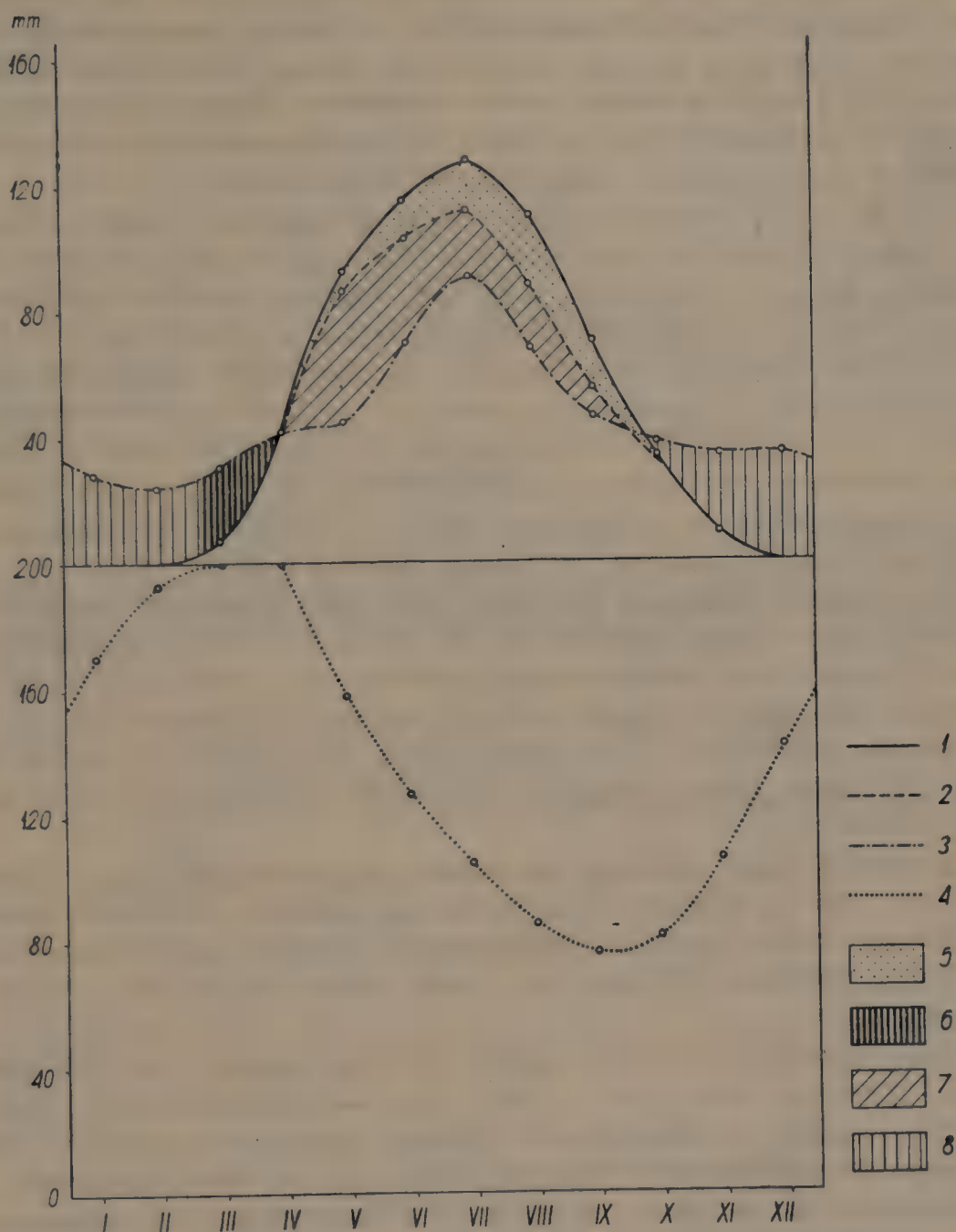
Dla okresu jednostkowego, gdzie  $PE > P$  mamy następujące zależności:

$$PE = P + \Delta S + D \text{ i } \Delta S + P = AE$$

W tym przypadku opad zaspakaja jedynie część zapotrzebowania roślin. Gdy zapas wody w glebie jest jeszcze nienaruszony, rośliny uzupełniają zapotrzebowanie pobierając wodę zmagazynowaną w glebie. Gdy zapas wody w glebie ulegnie częściowemu wyczerpaniu, rośliny nie mają już możliwości pełnego zaspokojenia potrzeb wodnych z gleby. Ewapotranspiracja rzeczywista jest wówczas mniejsza od potencjalnej o wartość D — deficyt.

---

\* W rzeczywistości, nawet przy niepełnym nasyceniu gleby, występować może wpływ powierzchniowy przy deszczach nawalnych. Uwzględnienie tego zjawiska nie wydaje się możliwe dla danych średnich i zostało w metodzie pominięte.



Ryc. 1. Lublin (PIHM): 1 — EP (ewapotranspiracja potencjalna — potential evapotranspiration); 2 — AE (ewapotranspiracja rzeczywista — actual evapotranspiration); 3 — P (opady — precipitation); 4 — S (stan wody w zapasie glebowym — water in soil); 5 — D (deficyt wody — water deficit); 6 — R (wolne nadwyżki wodne — water surplus); 7 —  $-\Delta S$  (zużycie wilgoci glebowej — consumption of water from soil); 8 —  $+\Delta S$  (uzupełnienie wilgoci glebowej — soil moisture replenishment)

Dla dłuższego okresu czasu wartości P, PE, AE, R i D, uzyskane z wyliczeń dla okresów jednostkowych, są zwykle sumowane, jednak właściwym obrazem bilansu wodnego dla danego punktu jest wykres zmienności i współzależności tych elementów w ciągu rozpatrywanego okresu. Z wykresu takiego wynika, że poszczególne elementy bilansu wodnego zmieniają się w ciągu roku w różny sposób.

Dla Lublina np. (ryc. 1) opad wykazuje dużą zmienność, wyraźne maksimum lipcowe (91 mm) przewyższa minimum z lutego o 66 mm. Ewapotranspiracja potencjalna (PE) ma znacznie większą amplitudę. Według założeń metody PE występuje tylko w okresie, gdy średnie temperatury miesiąca przekraczają  $0^{\circ}\text{C}$ . Od niewielkich wartości w okresie wiosennym PE gwałtownie rośnie do wartości przewyższających 120 mm w okresie letnim. Tym samym przekracza znacznie przychód wody z opadów. W okresie jesiennym wartości PE dosyć szybko maleją.

Ewapotranspiracja rzeczywista (AE) — równa się potencjonalnej (PE) w okresie wiosennym. W lecie i wczesną jesienią opady i pobór wody z zapasu glebowego nie pokrywają zapotrzebowania roślinności; AE wykazuje wartości mniejsze od PE. Suma tych różnic z poszczególnych miesięcy daje roczną wartość deficytów dla Lublina. Na wykresie deficyty przedstawia obszar zawarty pomiędzy krzywymi AE i PE. W okresie jesiennym AE jest znów równa PE. Deficyty pojawiają się więc w okresie letnim, osiągając największe wartości pod koniec lata i w jesieni.

Nadwyżki wody pojawiają się dopiero w okresie jesiennym i przez dłuższy czas są całkowicie zużywane na pokrycie ubytków zapasu glebowego. Wolne nadwyżki, które można traktować jako równoważnik odpływu, występują dopiero przy końcu okresu zimowego i wczesną wiosną.

Stan zasobów wodnych w glebie, nie uwzględniany na wykresach przez Thornthwaite'a i Mathera — autorów metody, przedstawiony został na omawianym wykresie poniżej osi rzędnych przy zachowaniu odpowiedniej podziałki. Wykazuje on ścisłą zależność od sumujących się wartości niedoborów i nadwyżek. Pełne nasycenie gleby wodą występuje tylko w okresie wczesnej wiosny. Gdy ewapotranspiracja przewyższa opady, następuje zmniejszanie się zasobów. Tempo ubytków jest najpierw szybkie, potem coraz wolniejsze, w miarę jak ubywa wody w glebie. Minimum nasycenia występuje w okresie jesiennym, przed rozpoczęciem okresu uzupełniania. Teoretycznie, uzupełnianie rozpoczyna się w okresie późnej jesieni i trwa przez całą zimę. W rzeczywistości, gdy weźmiemy pod uwagę retencję śnieżną i zamarzanie gleby, uzupełnianie zapasu glebowego w okresie zimowym



jest znacznie osłabione, lub nawet w ciągu dłuższych okresów nie występuje. Za to, w okresie wiosennym proces ten zachodzi w dużym nasileniu.

Obraz zmienności elementów bilansu ukazany przez wykres jest naturalnie obrazem uschematyzowanym i uproszczonym. Wynika to ze znacznej ilości założeń, które wprawdzie upraszczają i w pewnej mierze zniekształcają rzeczywistość, lecz z drugiej strony umożliwiają opracowanie bilansu dla większego obszaru i dłuższego okresu bez niezwyczajnie trudnej i bodajże niemożliwej przy obecnym stanie wiedzy, analizy szczegółowej wszystkich elementów bilansu. Obraz taki daje też możliwość ogólnego spojrzenia na współzależność omawianych elementów.

Wartości liczbowe elementów bilansu dla okresów jednostkowych otrzymywane są w następujący sposób:

P — z danych klimatycznych;

PE — na podstawie wzorów i tablic opracowanych przez autorów metody. Opierają się one na założeniu, że PE jest funkcją średniej temperatury danego okresu jednostkowego i położenia geograficznego stacji. Ogólnie:

$$e = ct^a$$

gdzie: e — ewapotranspiracja potencjalna danego okresu,

t — śr. temperatura tego okresu,

c, a — współczynniki będące funkcją współczynnika cieplnego danej stacji:

$$a = 0,49239 + 1792 \cdot 10^{-5} \cdot I - 771 \cdot 10^{-7} \cdot I^2 + 675 \cdot 10^{-9} \cdot I^3$$

$$c = 16 \left( \frac{10}{I} \right)^a$$

Współczynnik cieplny dla danej stacji  $i = \left( \frac{t}{5} \right)^{1.514}$  t = śr. temp. miesiąca

$$a \text{ I} = \sum_{i=1}^{12} i$$

$\Delta S$  — gdy  $P > PE$ , przy nieuzupełnionej pojemności wodnej gleby równe jest  $P - PE$ ; gdy  $P < PE$ , odczytywane jest z tablic przy danym  $P - PE$  i znanym stanie nasycenia gleby wodą. Wartość ta została ustalona empirycznie przez autorów metody. Tablice sporządzone zostały dla różnych klas pojemności wodnej gleby w strefie korzeniowej określonej w zależności od typu gleby i rodzaju pokrycia roślinnego. Ilość wody pobranej z gleby ( $\Delta S$ ) odczytuje się, znając  $P - PE$  dla danego okresu jednostkowego i stan nasycenia gleby. Przy obliczaniu bilansu należy więc znać stan nasycenia gleby. Gdy po zakończeniu obliczeń dla dłuższego okresu, będącego cyklem klimatycznym okaże

się, że nadwyżki wilgoci nie uzupełniają całości ubytku wody z gleby — przy pomocy obliczeń korekcyjnych uzyskuje się stan nasycenia gleby dla początku obliczeń. Przelicza się wtedy dla tych warunków całość bilansu.

Wartości R, D, AE uzyskuje się dla okresów jednostkowych przy pomocy wyżej podanych wzorów.

Przy opracowywaniu bilansu wodnego województwa lubelskiego, użyto jako danych wyjściowych materiałów publikowanych przez PIHM. Dane termiczne uzyskano z publikacji pt. Przyczynek do Klimatologii Polski, Temperatury (cz. 2) Wiszniewskiego, Gumińskiego i Bartnickiego (13), a dane ombrometryczne z tabel w Atlasie opadów atmosferycznych w Polsce Wiszniewskiego (1). Dla wszystkich punktów przyjęto pojemność wodną gleby w strefie korzeniowej równą 200 mm. Odpowiada to najczęściej spotykanym na obszarze województwa warunkom — glebom średnim, piaszczysto-gliniastym lub lessowym i uprawom zbożowym.

Obliczenia przeprowadzono najpierw dla tych stacji, dla których dostępne były odpowiednie dane termiczne. Uzyskane wartości ewapotranspiracji potencjalnej (PE) dla poszczególnych miesięcy pozwoliły następnie przy pomocy interpolacji obliczyć PE dla pozostałych stacji, pozbawionych danych termicznych. Interpolację przeprowadzono nie mechanicznie, lecz biorąc pod uwagę położenie stacji oraz w miarę możliwości układy izoterm dla poszczególnych miesięcy na obszarze województwa.

Po uzyskaniu wartości PE dla wszystkich stacji w poszczególnych miesiącach sporządzono tabelki bilansu i obliczono pozostałe elementy bilansu dla miesięcy i sumaryczne dla roku.

Poniżej podano przykład takiej skróconej (bez obliczeń PE) tabeli dla stacji PIHM w Lublinie (tab. 1).

Tabela daje materiał do określenia zmienności składników bilansu w przekroju rocznym (dla roku średniego). Najlepiej jednak tę zmienność oddają wykresy. Wykresy sporządzono prowadząc krzywe pomiędzy uzyskanymi punktami, chociaż, dla danych średnich usprawiedliwione jest bardziej użycie wykresów słupkowych. Wykresy ciągle zastosowano dla ułatwienia porównań z licznymi wykresami tego typu użytymi przez autorów stosujących metodę Thornthwaite'a dla różnych obszarów świata.

Poniżej przykładowo podano wykresy zmienności dla czterech stacji na terenie województwa reprezentujących cztery główne regiony fizjograficzne: Niż Północny (Międzyrzec), Wyżynę Lubelską (Nałęczów), Rostocze (Tomaszów) i Nizinę Sandomierską (Lipa). Już na podstawie

Tabela 1

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
PE	0	0	6	41	92	114	127	109	70	33	9	0	601
P	29	24	30	41	45	70	91	68	46	38	34	35	551
P—PE	29	24	24	0	-47	-44	-36	-41	-24	5	25	35	
S	170	194	200	200	153	116	105	85	76	81	106	141	
$\Delta S$	29	24	6	0	-42	-32	-21	-20	-9	5	25	35	
AE	0	0	6	41	87	102	112	88	55	33	9	0	533
D	0	0	0	0	5	12	15	20	15	0	0	0	67
R	0	0	16	0	0	0	0	0	0	0	0	0	16

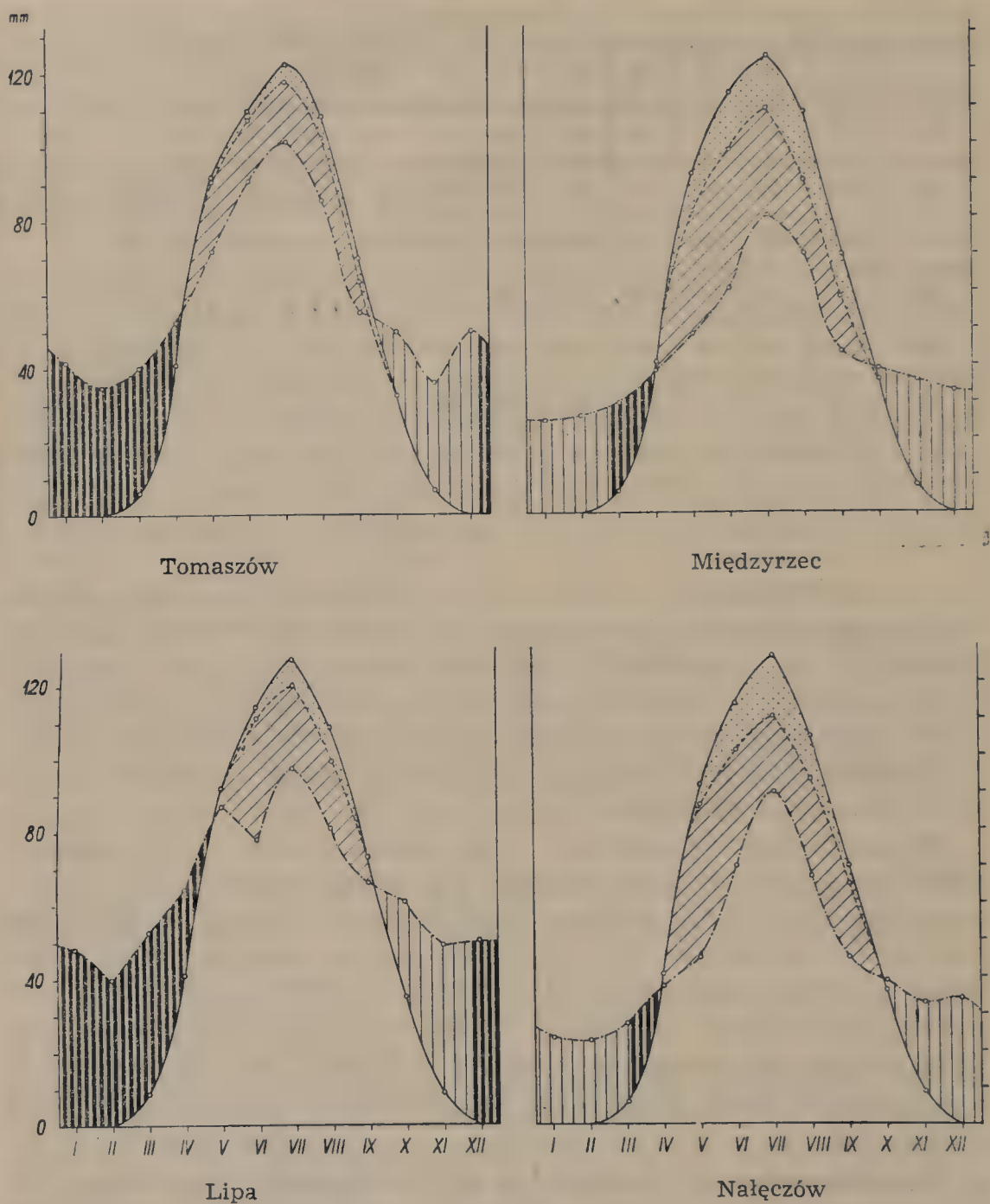
tych wykresów można stwierdzić, że zróżnicowanie przebiegu zmienności ewapotranspiracji potencjalnej na terenie województwa jest nieznaczne. Na to, że wystąpiło silne zróżnicowanie deficytów i nadwyżek wpływa głównie zróżnicowanie przebiegu i sum opadów. Wartości deficytów zależą głównie od wielkości opadów w okresie letnim. Na wielkość występujących wolnych nadwyżek wpływa zarówno ilość opadów w okresie letnim, jak i zimowym.

Na podstawie wykresów tego typu można znaleźć okresy występowania nadwyżek i niedoborów, czego nie dawały dotychczasowe metody opracowywania bilansu wodnego. Jeśli chodzi o deficyty, to maksimum występuje w większości stacji w okresie późnego lata i wczesnej jesieni. Opady są wtedy mniejsze niż w lipcu, wartości ewapotranspiracji potencjalnej znaczne, a zasoby wody w glebie silnie zmniejszone. Kilka stacji na pld.-wschodzie ma nawet największe deficyty we wrześniu, a w większości stacji deficyty dla tego miesiąca są bliskie sierpniowym i lipcowym.

W większości stacji, położonej w nizinnej części województwa i północnej części Wyżyny, opady jesieni i zimy nie wystarczają na uzupełnienie niedoborów wody w glebie, powstałych w okresie letnim. Na całym tym obszarze głównym okresem zasilania wód podziemnych jest więc wczesna wiosna. Tylko na Roztoczu i jego południowym przedpolu wolne nadwyżki wodne pojawiają się już w okresie zimowym.

Rozkład przestrzenny sumarycznych, rocznych wartości wolnych nadwyżek i deficytów na obszarze województwa oddają załączone mapy. Na obu mapach obraz izarytm jest dosyć konsekwentny i jasny.

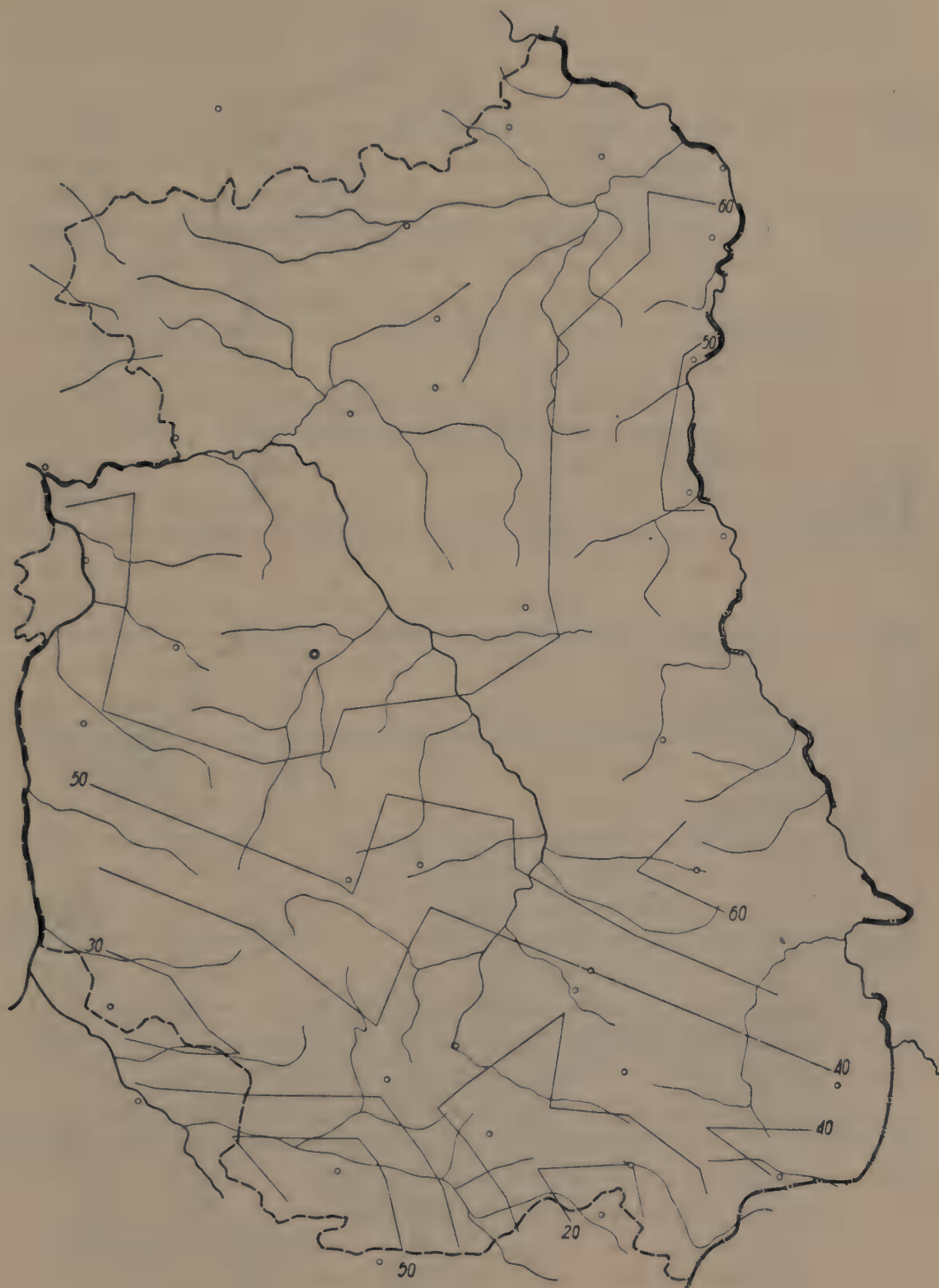




Ryc. 2

Niestety stacje nie są rozmieszczone równomiernie i brak danych nie pozwala na bardziej szczegółową jego analizę. Pewne jednak zjawiska wydają się być wystarczająco udokumentowane.

Bardzo wyraźnie zarysowuje się uprzywilejowanie Roztocza i przylegającego doń od południa dosyć szerokiego pasa Równiny Puszczańskiej. Deficyty są tu najmniejsze, wolne nadwyżki wody największe.



Mapa 1. Niedobory wodne — Water deficits



Mapa 2. Nadwyżki wodne — Water surpluses



Nizinne obszary północne województwa wyraźnie cierpią na brak wody. Deficyty są duże, a wolne nadwyżki bardzo małe. Najostrzejsze niedobory występują w środkowej części tego obszaru. Tutaj deficyty występujące w okresie lata i jesieni są kilkakrotnie większe niż wolne nadwyżki okresu wiosennego. Teren ten cierpi więc niewątpliwie na bezwzględny brak wody. Stacje położone bliżej doliny Bugu i Wisły wykazują mniejsze deficyty i wyraźnie większe wolne nadwyżki.

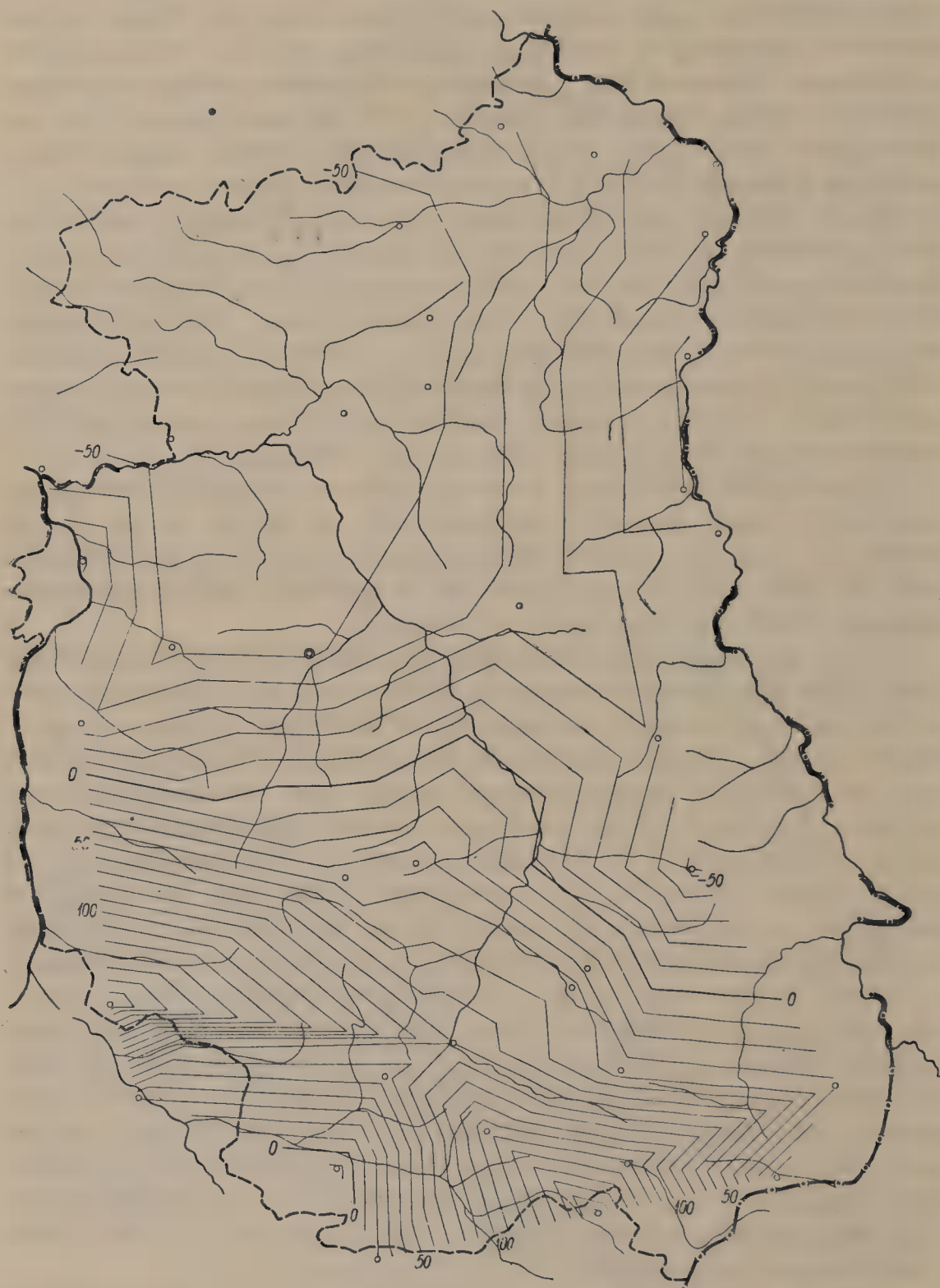
Obszar wyżynny jest zróżnicowany. W części północnej i wschodniej Wyżyny deficyty są także duże i wolne nadwyżki stosunkowo niewielkie, środkowa część Wyżyny ma braki mniejsze. Obszar ten jest jednak trudno dokładniej charakteryzować, ponieważ brak jest stacji reprezentujących całe, wyraźnie odrębne krainy — Rostocze Zachodnie i Środkowe oraz południowo-zachodnią część Wyżyny. Trudno także wyciągać dalej idące wnioski dotyczące środkowo-wschodniej części wyżyny, reprezentowanej przez jedną tylko stację — Wojsławice.

Uzyskane dla kilku stacji wartości, wyraźnie odbiegające od znalezionych dla stacji sąsiednich, wykazują, że na wyniki (o ile nie są błędne) wpłynęły silnie jakieś czynniki lokalne. Odnosi się to w szczególności do kilku stacji znajdujących się na peryferii obszaru opracowywanego: Żelechowa, Tarnoszyna i Poturzyna.

Celowo nie przytaczam konkretnych wartości liczbowych nadwyżek i deficytów jako wielkości mających oddać rzeczywiste potrzeby i nadwyżki wodne poszczególnych regionów. Wartości te, uzyskane na podstawie danych średnich wieloletnich mają znaczenie raczej jako wskaźniki. Wykazali to zresztą autorzy metody (10) porównując wyniki uzyskane z obliczeń bilansu wodnego na podstawie danych dziennych, średnich miesięcznych i średnich miesięcznych wieloletnich dla tej samej stacji. Także przyjęcie jednolitej pojemności glebowej dla wszystkich opracowywanych punktów nie pozwala na traktowanie uzyskanych danych jako rzeczywistych wartości dla odpowiednich stacji.

Trzeba jednak podkreślić, że tylko przy przyjęciu tego rodzaju założenia można uzyskać możliwości interpolacji. Uwzględnienie konkretnych danych pojemności glebowej dla poszczególnych stacji uniemożliwiłoby interpolację geometryczną, ponieważ warunki glebowe i szata roślinna nie zmieniają się w terenie w sposób ciągły. Uzyskane zarysy izarytm dają więc obraz ogólnych prawidłowości, które dla poszczególnych odcinków terenu są modyfikowane przez czynniki lokalne. Można tu chyba przytoczyć pewne analogie z izotermami na poziomie morza i na poziomie rzeczywistym.

Przytoczone zastrzeżenia nie przekreślają jednak możliwości praktycznego wykorzystania uzyskanych wyników. Wartości nadwyżek i deficytów można łatwo przeliczyć dla dowolnego punktu o tych



Mapa 3. Bezwzględne nadwyżki i niedobory — Absolute deficits and surpluses

samych danych klimatycznych i znanej konkretnej pojemności wodnej gleby. Zresztą przyjęcie wartości nieścisłej dla pojemności gleby wpływa wprawdzie na wielkość deficytów i nadwyżek, ale niewiele zmienia sam bilans. Przy mniejszej pojemności wodnej gleby niż pierwotnie założono, deficyty w okresie suchym są większe (wilgoć z gleby może w mniejszym stopniu uzupełniać zapotrzebowanie roślin), lecz niedobory wody w glebie zostaną szybciej uzupełnione i wystąpią większe nadwyżki w okresie wilgotnym. Dla stacji z obszarów północnych województwa, gdzie przeciętna pojemność gleb jest prawdopodobnie dużo niższa od przeciętnej dla województwa, wykonano kontrolne przeliczenia. Uzyskane wyniki są zgodne z wyżej omówionymi prawidłowościami.

Opierając się na tych prawidłowościach pokuszono się także o sporządzenie mapy bezwzględnych nadwyżek i niedoborów wodnych na obszarze województwa. Uzyskano je odejmując od wartości nadwyżek wartość deficytów. Uzyskane wartości odniesiono do odpowiednich stacji i przy pomocy interpolacji geometrycznej uzyskano obraz przestrzenny. Chociaż uzyskane wielkości nie są wartościami dokładnymi i ostatecznymi, ale charakteryzują wyraźnie zróżnicowanie obszaru województwa. Województwo podzielone jest na dwie części izarytmą 0 mm.

W obszarze wartości ujemnych, gdzie nawet najwłaściwsza gospodarka wodna nie dopuszczająca do odpływu rzekami nawet najmniejszej ilości wody, nie zlikwiduje niedoborów, znalazły się: północne, nizinne części województwa, północna część Wyżyny, a także obszary wyżynne położone na wschód od Wieprza. Ubóstwo zasobów wodnych tych obszarów, w szczególności obszaru nizinnego, podkreślał także Michna (5), chociaż bilans opracowywał zupełnie inną metodą.

Wartości dodatnie, a więc bezwzględne nadwyżki wodne wykazują: Roztocze, gdzie wartości nadwyżek przekraczają nawet znacznie 100 mm, południowo-zachodnią część Wyżyny Lubelskiej i przylegający do Roztocza i Wyżyny pas Niziny Sandomierskiej.

Wydaje się więc, że zastosowana metoda daje możliwość nowego spojrzenia na bilans wodny. Pozwala ona na lepsze zrozumienie i analizę czynników kształtujących bilans, ich współzależność i zmienność zarówno w przestrzeni jak i w czasie. Metoda ta stara się ująć ilościowo wszystkie etapy obiegu wody. Założenia metody pozwalają na wprowadzenie coraz dokładniejszych sposobów określania wartości rzeczywistych poszczególnych elementów bilansu oraz praw rządzących ich zmiennością i współzależnością, a to zapewnia uzyskiwanie obrazu obiegu wody w czasie i przestrzeni na badanym obszarze, obrazu coraz bardziej zbliżonego do rzeczywistości.



## LITERATURA

1. Atlas opadów atmosferycznych w Polsce, 1891—1930. Opracował M. Wiszniewski. PIHM, Warszawa 1953.
2. Carter D. B.: The Water Balance of the Mediterranean and the Black Seas. Publications in Climatology, Vol. IX, nr 3, 1953.
3. Carter D. B.: The Average Water Balance of the Delaware Basin. Publ. in Climatology, Vol. XI, n 3, 1958.
4. Malick M.: Applications de méthodes de Mr. Thornthwaite à l'étude agromique des climats de Gabon. Monographies de la Météorologie Nationale. N. 16, Paris 1959.
5. Michna E.: Opad a współczynnik odpływu na obszarze województwa lubelskiego. Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, Sec. B, Vol. VII, 1, 1953.
6. Nakamura J. K.: Instructions for Evaluating the Water Balance of the Delaware Basin Using the Modified 1955 Method. Publ. in Climatology, Vol. XI, n 3, 1958.
7. Thornthwaite C. W.: An Approach toward a Rational Classification of Climate. Geogr. Review, 38, 1948/1.
8. Thornthwaite C. W. and Mather J. R.: The Water Balance. Publ. in Climatology, Vol. VIII, (1955) 1.
9. Thornthwaite C. W.: Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and the Water Balance. Publ. in Climatology, Vol. X, 1957/3.
10. Thornthwaite C. W. and Carter D. B.: 3 Water Balance Maps of Eastern North America. Resources for the Future. Nov. 1958.
11. Van Hycklama T. E. A.: The Water Balance of the Earth. Publ. in Climatology, Vol. IX, 1956/2.
12. Thornthwaite C. W.: Modifications of the Water Balance Approach for Basins within Delaware Valley. Publ. in Climatology, Vol. XI, 1958/3.
13. Wiszniewski W., Gumiński G., Bartnicki L.: Przyczynki do klimatologii Polski. Temperatura (cz. 2). Wiadomości Służby Hydr. i Meteorolog. T. I, z. 5, 1949.

## РЕЗЮМЕ

Дефициты и излишки воды в Люблинском воеводстве определено, применяя метод водного баланса Торнтуэита и Матеера по концепции с 1957 года. К расчетам использовано термические данные и омброметрические многолетние средние, опубликованные Польским Государственным Гидрометеорологическим Институтом. Для всех станций принято водную емкость в корневом слое в 200 мм.

Полученные результаты показывают на значительную изменчивость величин дефицитов и излишек воды на территории Люблинского воеводства. Излишки колеблются в пределах от 0 до 180 мм, а дефициты — от 20 до 70 мм.

Приготовленные карты излишек, дефицитов и непосредственных величин излишек и дефицитов дали возможность выделить районы

с различным обилием воды. Наиболее привилегированным регионом оказалось Розточе — здесь излишки очень большие и значительно превышают дефициты, а равно северно-западная часть Люблинской возвышенности и полоса Сандомерской низменности у подножья Розточа проявляют значительные излишки воды.

Дефициты выше чем излишки, выступают во всей северной, низменной части воеводства, а также в северной и северно-восточной части Люблинской возвышенности.

### SUMMARY

Water deficits and surpluses in the Lublin voivodship were estimated using the method of Thornthwaite and Mather's water balance according to their project of 1957. For the present estimates, thermic and pluviometric data of means over many years, as published by PIHM (The State Institute of Hydrology and Meteorology), were used. For all stations, water capacity of the soil in the root zone was assumed to be 200 mm. The results obtained show a great variation in water deficits and surpluses in this voivodship. The surpluses vary from 0 to 180 mm, and the deficits from 20 to 70 mm.

Maps showing surpluses, deficits, and the absolute values of surpluses and deficits allowed the author to distinguish areas with varying water resources. The best watered region is the Roztocze — here the surpluses are very high and considerably greater than the deficits. The south-west area of the Lublin Uplands, and the belt of the Sandomierz Lowlands at the foot of the Roztocze also show considerable water surpluses.

Deficits greater than surpluses occur in the whole northern lowland area of the voivodship and also in the north and north-west areas of the Uplands.





ANNALES  
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA  
LUBLIN — POLONIA

VOL. XVIII, 13

SECTIO B

1963

Z Katedry Hydrografii Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UMCS  
Kierownik: doc. dr Tadeusz Wilgat

Bronisława SZALKIEWICZÓWNA

**Zmiany równowagi hydrodynamicznej zwierciadła wód podziemnych  
w strefie krawędzi morfologicznej  
(przykład z Wyżyny Lubelskiej)**

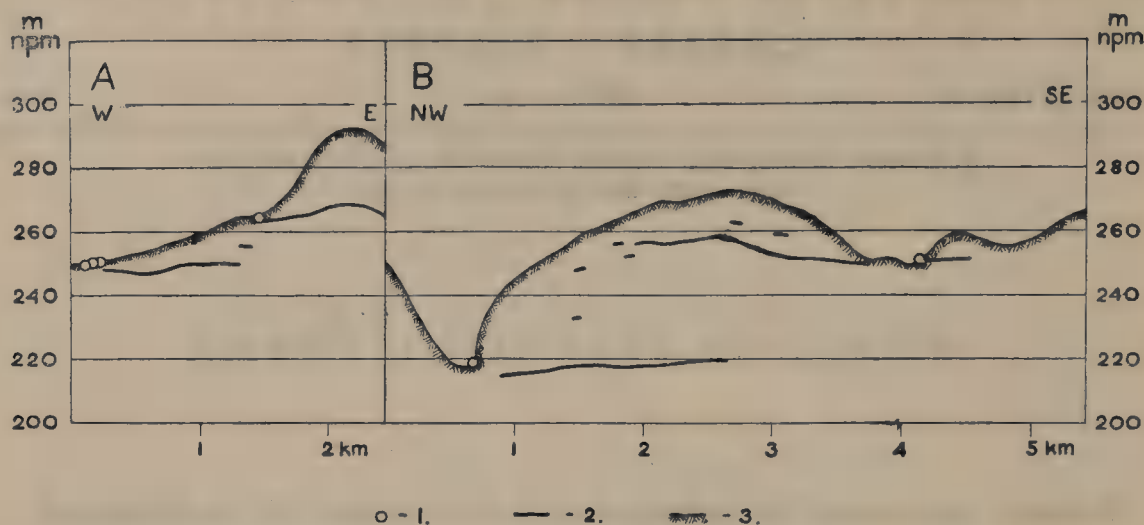
**Изменения гидродинамического равновесия уровня подземных вод  
в зоне краевого морфологического уступа  
(по материалу с территории Люблинской возвышенности).**

**Changements de l'équilibre hydrodynamique de la nappe d'eaux  
souterraines dans une zone de rebord morphologique  
(exemple pris du Plateau de Lublin)**

Pierwszą klasyfikację równowagi hydrodynamicznej zwierciadła górnych poziomów wody podziemnej w Polsce dała H. Więckowska. Zalicza ona równowagę hydrodynamiczną zwierciadła wodnego w strefach krawędziowych do równowagi drenowania. Typ taki wyjaśnia na schematycznym rysunku i wyróżnia na mapie zatytułowanej „Typy występowania wody podziemnej w Polsce” (7).

W najprostszym przypadku, to znaczy przy jednorodnym materiale skalnym i jednym poziomie wodonośnym, zwierciadło wody obniża się stopniowo, przy czym nachylenie jego zależne jest od rodzaju materiału i intensywności zasilania. W tej sytuacji studnie na zboczu mogą być głębsze niż na wierzchowinie. U stóp krawędzi występują źródła (10).

Jeśli krawędź morfologiczna przecięta jest kilkoma izolowanymi poziomami wodonośnymi, wzdłuż ich wychodni formują się źródła i wysięki. Na Wyżynie Lubelskiej sytuacja taka istnieje dość często na zboczach dolin, które spełniają podobną funkcję jak krawędzie. Ilustruje ją przykład z powiatu bychawskiego (ryc. 1 A). Dwa poziomy wodne w utworach wieku kredowego, udokumentowane pomiarami 34 studni,



Ryc. 1.

1 — źródło, 2 — zwierciadło wody podziemnej, 3 — powierzchnia topograficzna  
 1 — source, 2 — nappe souterraine, 3 — surface topographique

formują źródła na różnych wysokościach bezwzględnych. Przykład jest typowy, ponieważ rozmieszczenie źródeł podkreśla różnicę zasobności wodnej obu poziomów. Górne poziomy są na Wyżynie Lubelskiej zwykle mniej liczne i mało wydajne. Często nawet mają charakter okresowy (10).

W przypadku, gdy w pobliżu powierzchni topograficznej nie ma całkowitej izolacji poziomów wodonośnych, woda z poziomu górnego może przenikać podziemnie do poziomu niższego. Istnienie komunikowania się poziomów wodnych w skałach wieku kredowego na Wyżynie Lubelskiej opisał T. Wilgat (11).

Przykład takiej sytuacji z pow. Krasnystaw ilustruje ryc. 1 B. Pomiary 26 studni wykazały w przedstawionym profilu istnienie dwóch poziomów, z których każdy zasila źródło. Górny poziom nie ma jednakże źródła na zboczu od strony NW, a studnie na tym zboczu wykazują głębokości zróżnicowane, co wskazuje na brak w tej strefie jednolitego zwierciadła wód podziemnych.

W celu bliższego zorientowania się w sytuacji wód podziemnych w obszarze krawędziowym, wykonano kilkakrotnie pomiary w pow. Bełżyce i Opole Lubelskie. Terminy pomiarów były następujące: lipiec 1960 — w okresie wybitnie wilgotnym<sup>1</sup>, lipiec 1961 — opady

<sup>1</sup> W „Przeglądzie Zjawisk hydro-meteorologicznych w lipcu 1960 r.” (Biuletyn PIHM rok III — dodatek do miesięcznika „Gospodarka Wodna”, październik 1960) — M. Boczek podaje dla zachodniej części Wyżyny Lubelskiej ponad 200 mm opadu. Lipcowe średnie wieloletnie dla tego terenu wynoszą: w Nałęczowie 90 mm, w Puławach i Opolu Lubelskim po 92 mm (13).

były wówczas niższe od średniej wieloletniej<sup>2</sup>, kwiecień 1963 — końcowa faza roztopów po śnieżnej i ostrej zimie<sup>3</sup>, wrzesień 1963 po lecie upalnym i suchym<sup>4</sup>.

Na podstawie obserwacji i pomiarów stwierdzono, że studnie leżące w pobliżu krawędzi morfologicznej lub na stromych zboczach dolin odznaczają się następującymi właściwościami:

1. Roczne wahania poziomów wód osiągają w niektórych przypadkach 10 metrów. Jak na studnie czerpiące wodę z utworów skalnych (głównie wapieni i margli) są to amplitudy bardzo duże.

2. Wiele studni, leżących poniżej krawędzi lub na zboczu doliny, całkowicie wysycha. Niektóre mają wodę tylko przez parę miesięcy w roku.

3. Nawet głębokie, ponad trzydziestometrowe, studnie wykopane w spękanych marglach i wapieniach szybko reagują na opady lub roztopy. Już w kilka dni po opadzie podnosi się w nich zwierciadło wody. Jeśli na powierzchni zalegają grubą warstwą utwory plejstoceny — choćby nawet gruboziarniste piaski — przesączanie wód opadowych trwa znacznie dłużej.

4. Niektóre studnie na zboczu są wyraźnie dwupoziomowe. Jak zaobserwowano, w kilku studniach kutyh w materiale skalnym i niezabezpieczonych na całej głębokości kręgami betonowymi, woda z górnego, okresowo czynnego poziomu napływa z dwóch przeciwległych stron strumieniem o średnicy kilkunastu centymetrów. W innych przypadkach sący się na pewnej głębokości ze wszystkich stron. Czasem silnie napływa od dołu.

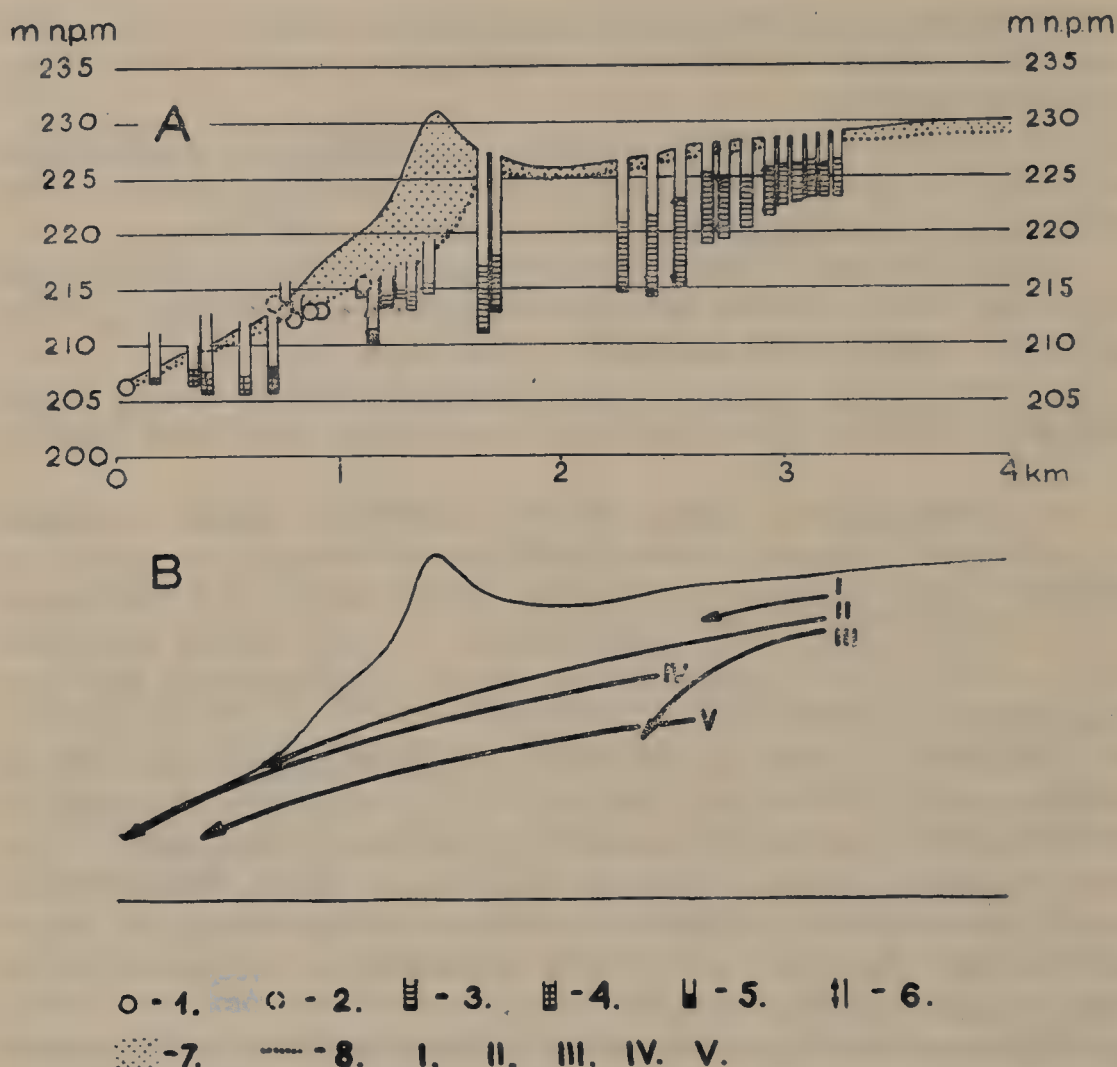
Celem określenia typu równowagi hydrodynamicznej wód podziemnych na zboczach dolin i krawędziach wykonano szereg profili po-

<sup>2</sup> Z „Przeglądu zjawisk hydrometeorologicznych w lipcu 1961 r.” (Biuletyn PIHM rok IV — dodatek do miesięcznika „Gospodarka Wodna”, październik 1961) zestawionego przez inż. J. K o s t r z e w ę — wynika, że opady w lipcu 1961 na badanym obszarze mieściły się w granicach 50—75 mm.

<sup>3</sup> T. G r z e b a ła: „Przegląd zjawisk hydrometeorologicznych w marcu 1963 r.” (Biuletyn PIHM, rok VI — dodatek do miesięcznika „Gospodarka Wodna”, czerwiec 1963), podaje, że topnienie przeszło 25 cm warstwy śniegu rozpoczęło się od 5 marca i przebiegało w dorzeczu Wisły powoli. W dniu pomiarów (20 kwietnia 1963) w pobliżu północnej krawędzi Kotliny Chodelskiej obserwowano jeszcze w miejscach zacienionych niewielkie płyty śniegu.

<sup>4</sup> Najwyższe w Polsce średnie miesięczne temperatury VII i VIII 1963 roku zanotowano w Chełmie Lubelskim: w lipcu 24°, w sierpniu 20,2°. W lipcu poziom wód gruntowych w południowo-wschodniej Polsce był szczególnie niski. T. G r z e b a ła: „Przegląd zjawisk hydrometeorologicznych w lipcu 1963” (Biuletyn PIHM, rok VI — dodatek do miesięcznika „Gospodarka Wodna”, październik 1963) oraz „Przegląd zjawisk hydrometeorologicznych w sierpniu 1963” (j. w. — listopad 1963).





Ryc. 2.

1 — źródło stałe, 2 — źródło okresowe, 3 — woda podziemna w studniach 20 VII 60 r., 4 — woda podziemna w studniach 20 IV 63 r., 5 — woda podziemna w studniach 3 IX 63 r., 6 — wahania zwierciadła wody podziemnej (według informacji), 7 — piaski, 8 — strop wapieni i margli kredowych; I — górny poziom „działowy” (podczas wysokiego stanu wód), II — wspólne zwierciadło obydwu poziomów, III — podziemne połączenie poziomu „działowego” ze „źródłowym”, IV — podziemne zasilanie aluwów doliny z obydwu poziomów, V — poziom „źródłowy”

1 — source permanente, 2 — source intermittente, 3 — eau souterraine dans les puits le 20 VII 60, 4 — eau souterraine dans les puits le 20 IV 63; 5 — eau souterraine dans les puits le 3 IX 63, 6 — oscillations de la nappe souterraine (d'après les informations), 7 — sables, 8 — plafond des calcaires et des marnes crétacées; I — niveau supérieur „d'interfluve” (en période de crue), II — nappe commune aux deux niveaux, III — communication souterraine entre le niveau d'interfluve et le niveau d'eaux „de source”, IV — alimentation souterraine des alluvions de vallée à partir des deux niveaux, V — niveau „de source”

dłużnych. W przypadku dużych amplitud zwierciadła wody nanoszono na profil wysokości zwierciadła z okresu wysokiego i niskiego stanu wód. Ryc. 2 jest przykładem profilu z zaznaczonymi stanami wody z różnych terminów pomiaru. Skomplikowaną sytuację zmieniającego się zwierciadła wód podziemnych wyjaśnia ryc. 3. W różnych okresach roku istnieją tu dwa odrębne zwierciadła w równowadze drenowania, lub też jedno zwierciadło, którego kształt zależny jest od obfitości zasilających wód i intensywności drenowania.

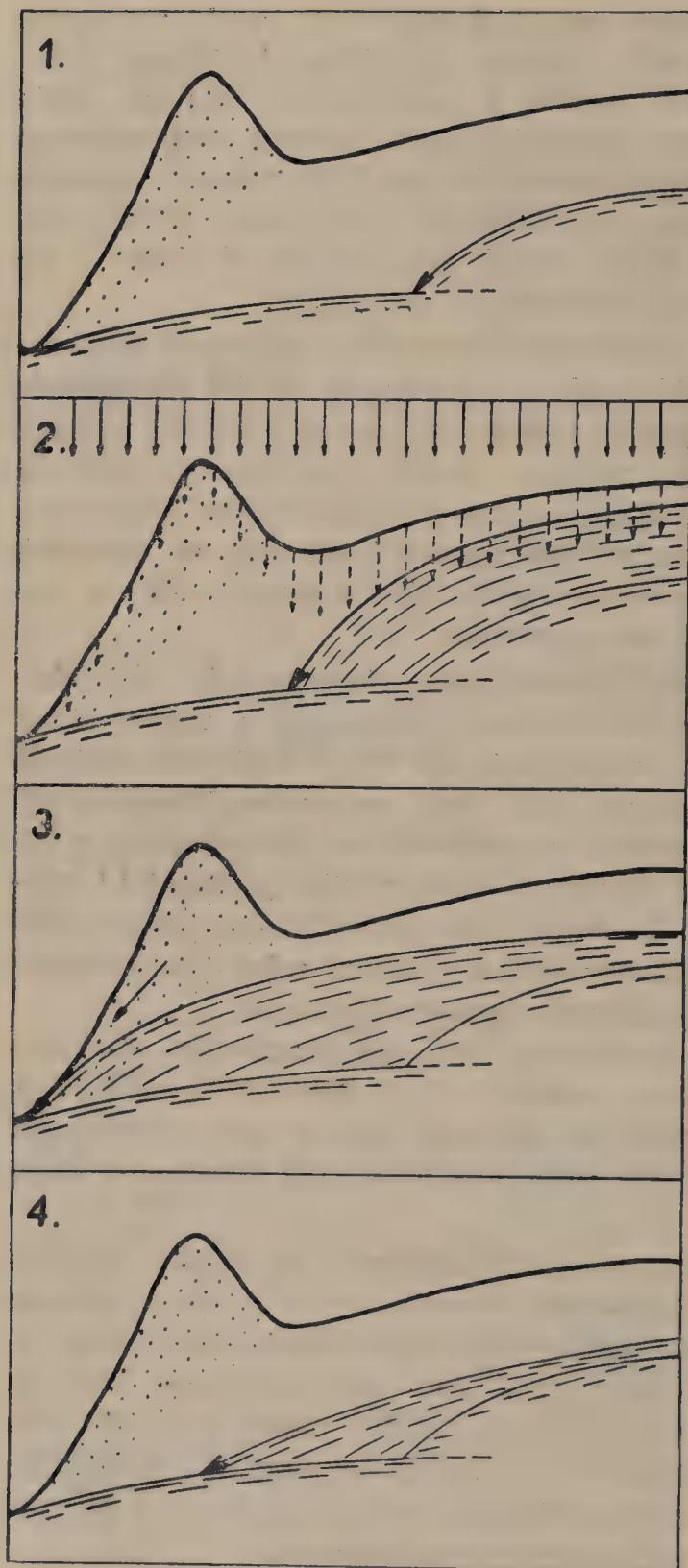
W związku ze zmianą wysokości zwierciadła pozostaje funkcjonowanie źródeł. Sytuację kilku takich okresowych źródeł przedstawia ryc. 2 A. Zaznaczone na rysunku studnie zasilane są z dwóch różnych poziomów. Woda z górnego poziomu zwykle przenika do poziomu niższego podziemnie poprzez spękane utwory skalne wieku kredowego. Jednak w okresie wysokich stanów gromadzi się ona w utworach pokrywowych i zwolna przenikając przez nie, wydostaje się na powierzchnię w formie źródeł lub wysięków.

Obok wysychających źródeł spotyka się na zboczach także wysychające studnie. W pobliżu krawędzi skały są niemal z reguły silnie spękane i nie tworzą poziomów wodonośnych. Wody z górnego poziomu łączą się podziemnie z dolnym (11). Jeśli w strefie krawędziowej istnieją trzy poziomy wodonośne, to środkowy jest bezpośrednio z powierzchni zasilany najslabiej. Przyjmuje opady tylko na wąskiej i stromej powierzchni zboczowej. Zasobność tego poziomu zależy praktycznie od nadwyżek odprowadzanych w pewnych okresach roku z najwyższego poziomu do niższych i od szczelności warstwy izolującej.

Studnie korzystające ze środkowego poziomu zboczowego charakteryzują się dużą amplitudą stanu wody (4—6 m). Napęlniają się szybko, np. 3 m warstwa wody napływa w ciągu jednej nocy. Często też wysychają. Niektóre mają wodę tylko przez dwa, trzy miesiące w ciągu roku.

Jako ciekawostkę można przytoczyć istnienie na zboczu martwej doliny studni, której poziomu nie można było związać z żadnym z wyróżnionych w najbliższej okolicy. W wywiadzie ustalono, że górny poziom wody został przekopany, pod nim zaś napotkano materiał tak silnie spękany, że woda napływająca z góry ginęła w szczelinach. Aby ją zatrzymać, wrzucono do studni znaczną ilość gliny. Na uszczelnionym w ten sposób dnie utrzymuje się słup wody, napływającej po roztopach z górnego poziomu i stopniowo wyczerpywanej.

Z poczynionych na krawędziach morfologicznych obserwacji i pomiarów można wysnuć następujące wnioski praktyczne:



1 — Okres suchy. Poziom „działowy” łączy się podziemnie z poziomem „źródłowym” dzięki silnie spękanym przy krawędzi skałom węglanowym. Każdy z poziomów tworzy oddzielne zwierciadło w równowadze drenowania.

2 — Po obfitych deszczach lub roztopach. Zwierciadło wody poziomu „działowego” w obszarze przykrawędziowym gwałtownie się podnosi i sięga nieco dalej w kierunku doliny. W niektórych studniach, korzystających zwykle z poziomu dolnego, woda napływa z szumem z górnego poziomu. Przesączanie przez wydmy odbywa się dość powoli.

3 — Po upływie pewnego czasu od okresu wzmożonego zasilania, wody podziemne obydwu poziomów tworzą wspólne zwierciadło w równowadze hydrodynamicznej drenowania. Wody przesączone z opóźnieniem przez wydmy zasilają horyzont na zboczu. W aluwkach doliny i na zboczu pojawiają się okresowe źródła.

4 — Jednolite zwierciadło przekształca się stopniowo w dwa odrębne — przejście do fazy okresu suchego. Okresowe źródła zanikają.

Ryc. 3.



1. Przewidywanie głębokości studzien na krawędziach bez szczegółowej analizy może być bardzo zawodne.
2. Podczas kartowania hydrograficznego należy możliwie zagęścić studzienne punkty pomiarowe w pobliżu krawędzi.
3. Studnie, których właściciele podają w wywiadach duże amplitudy, należy pomierzyć przynajmniej dwukrotnie: w okresie minimalnych i maksymalnych stanów wody.

## L I T E R A T U R A

1. Krisztafowicz N. J.: Hidro-geologiczeskoje opisanije territorii goroda Lublina i jego okriesnostiej. Warszawa 1902.
2. Kowalska A.: Wahania zwierciadła górnego horyzontu wody podziemnej. Przegląd Geograficzny, t. XXXIV, z. 2, Warszawa 1962.
3. Monografia hydrologiczna dorzecza Wieprza (praca zbiorowa). Prace Państwowego Instytutu Hydrologiczno-Meteorologicznego, Zeszyt 43, Warszawa 1957.
4. Pożaryski W.: Kreda. Regionalna Geologia Polski, t. II, Region lubelski, Kraków 1956.
5. Więckowska H.: O diagnozie charakteru działów wód podziemnych. Przegląd Geofizyczny, t. VI (XIV), z. 4, Warszawa 1961.
6. Więckowska H.: Strefowość geograficzna pierwszego horyzontu wód podziemnych. Przegląd Geograficzny, t. XXXII, z. 1—2, Warszawa 1960.
7. Więckowska H.: Typy występowania górnych horyzontów wody podziemnej w Polsce. Czasopismo Geograficzne, t. XXXIV, z. 4, Wrocław 1963.
8. Więckowska H.: Związek działów wód podziemnych z rzeźbą, budową geologiczną i klimatem oraz ich strefowość. Przegląd Geograficzny, t. XXIX, z. 4, Warszawa 1957.
9. Więckowska H., Wilgat T.: W sprawie pierwszego opracowania wód gruntowych Polski. Przegląd Geograficzny, t. XXX, z. 3, Warszawa 1958.
10. Wilgat T.: Problemy hydrograficzne Wyżyny Lubelskiej. Czasopismo Geograficzne, t. XXIX, z. 4, Wrocław 1958.

---

1 — Période sèche. „Niveau d'interfluve” communique sous terre avec le „niveau de source” grâce aux carbonates fortement fissurés à proximité du rebord. Chacun des niveaux forme une nappe distincte dans l'équilibre du drainage. 2 — Après des précipitations abondantes ou des dégels. La nappe d'eau du niveau „d'interfluve” en lisière du rebord s'élève brusquement et s'avance quelque peu en direction de la vallée. Dans certains puits s'alimentant d'ordinaire à partir du niveau inférieur, l'eau arrive bruyamment du niveau supérieur. L'infiltration à travers la dune s'opère assez lentement. 3 — Un laps de temps après la période d'alimentation intense. Les eaux souterraines des deux niveaux forment une nappe unie dans l'équilibre hydrodynamique du drainage. Les eaux filtrées avec retard par la dune alimentent l'horizon sur le versant. Dans les alluvions de la vallée et sur les versants apparaissent des sources temporaires. 4 — La nappe unie se transforme progressivement en deux nappes distinctes — passage à la phase de sécheresse. Les sources temporaires disparaissent.

11. Wilgat T.: Z badań nad wodami podziemnymi Wyżyny Lubelskiej. Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, XII, 6, Lublin 1957.
12. Wody gruntowe w Polsce w okresie 1945—1954 (praca zbiorowa). Prace Państwowego Instytutu Hydrologiczno-Meteorologicznego, z. 45, Warszawa 1957.
13. Wiszniewski W.: Atlas opadów atmosferycznych w Polsce 1891—1930 Warszawa 1953.

## РЕЗЮМЕ

Повторяющиеся измерения и наблюдения вблизи зоны краевого морфологического уступа на Люблинской возвышенности позволили заключить, что водоносные горизонты в мергелях и известняках мелового возраста сообщаются под поверхностью земли (рис. I В). Вследствие этого годовые колебания уровня подземных вод в колодцах очень большие, даже достигают 10 м.

Колодцы, заложенные в трещиноватых горных породах, быстро реагируют на осадки или оттепели. Покровные образования, если это даже крупнозернистые пески, замедляют просачивание.

Под влиянием разного темпа проникновения воды изменяется в течение года тип гидродинамического равновесия зеркала подземных вод. Во время усиленного питания может существовать общее зеркало подземных вод в гидродинамическом равновесии дренирования, во время засухи создаются разные зеркала двух или более водных горизонтов (рис. 2, 3). Эти изменения являются причиной появления на склонах временных ключей (рис. 2) и высыхания колодцев.

## ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. 1 — ключ, 2 — зеркало подземной воды, 3 — топографическая поверхность.

Рис. 2. 1 — постоянный ключ, 2 — временный ключ, 3 — подземная вода ■ колодцах 20.7.60 г., 4 — подземная вода в колодцах 20.4.63 г., 5 — подземная вода в колодцах 3.9.63 г., 6 — колебания зеркала подземных вод (по информации), 7 — песок, 8 — кровля известняков и мергелей мелового возраста, I — верхний горизонт „раздельный” (во время высокого уровня вод), II — общее зеркало обоих горизонтов, III — подземное соединение „раздельного” горизонта с „ключевым”, IV — подземное питание алювия долины двумя горизонтами, V — горизонт „ключевой”.

Рис. 3. 1 — засушливое время. „Раздельный” горизонт соединяется под землей с „ключевым” благодаря сильной трещиноватости известняковых пород в зоне краевого уступа. Каждый из горизонтов создает отдельное зеркало в равновесии дренирования.

2 — После обильных осадков или оттепели. Зеркало воды „раздельного” горизонта в зоне краевого уступа резко поднимается и распространяется дальше по направлению к долине. В некоторых колодцах, эксплуатирующих обычно нижний горизонт, вода наплывает с шумом из верхнего горизонта. Просачивание через дюну происходит довольно медленно.

3 — Спустя некоторое время после усиленного питания. Подземные воды обоих горизонтов создают общее зеркало в гидродинамическом равновесии дренирования. Воды, просачиваясь через дюну, с опозданием питают горизонт на склоне. В аллювии долины появляются временные родники.

4 — Одно общее зеркало переходит постепенно в два отдельных — переход к фазе засушливого времени. Временные ключи исчезают.

## R É S U M É

Des mesures et des observations faites à maintes reprises à proximité du rebord morphologique sur le Plateau de Lublin, permettent d'affirmer que les nappes aquifères dans les marnes et les calcaires (crétacés) communiquent fréquemment sous terre (fig. 1B). En conséquence les oscillations annuelles de la nappe souterraine dans les puits sont très grandes, atteignant parfois 10 m.

Les puits creusés, à partir de la surface, dans les formations rocheuses fissurées réagissent rapidement aux précipitations ou dégels. Les formations de surface, fût-ce même des sables grossiers, retardent l'infiltration.

Par suite de différence apparaissant dans la rapidité d'infiltration de l'eau, le type d'équilibre hydrodynamique de la nappe d'eaux souterraines se modifie en cours d'année. En période d'apport intense il peut se former une nappe unie d'eaux souterraines dans l'équilibre hydrodynamique du drainage, tandis qu'aux temps de sécheresse il s'en forme deux ou même davantage (fig. 2; fig. 3). Ces changements sont à l'origine de l'intermittence des sources de versants (fig. 3) et du tarissement des puits.





**Kierownik:** doc. dr Tadeusz Wilgat

Elżbieta DUSZYŃSKA

## Zmiany hydrograficzne w dolinie Poru

## Гидрографические изменения в долине Пора.

## Hydrographical Changes in the Por Valley

Zjawisko obniżania się zwierciadła wód gruntowych, czy skracania się cieków w ich źródłowym odcinku, jest poruszane coraz częściej w literaturze hydrologicznej (10, 12) jako objaw niepożądany dla gospodarki wodnej i związanych z nią wielu gałęzi przemysłu. C. K o l a g o w krótkim artykule umieszczonym w *Gospodarce Wodnej* (4) podkreśla znaczenie badania zmian w położeniu zwierciadła wód gruntowych. Uważa, że badaniami należy objąć możliwie długi okres czasu, opierając się nawet na materiałach archeologicznych, aby ustalić, czy zmiany zachodzą w jednym kierunku, czy wykazują długookresowe wahania, wynikające z wahań klimatycznych lub związane z działalnością człowieka.

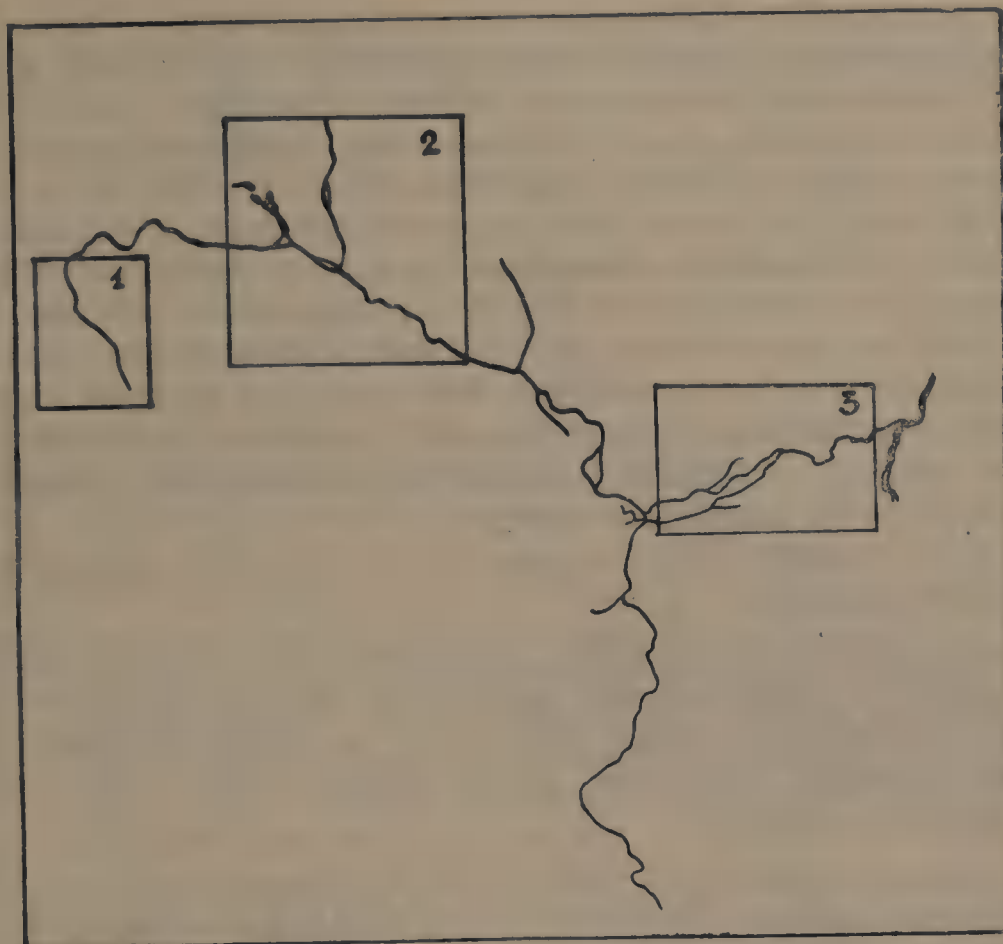
Zamieszczona w Czasopiśmie Geograficznym (10) praca B. Szalkiewiczówny, częściowo odpowiada intencjom C. Kolagi, lecz w odniesieniu do rzek. Autorka, przeprowadzając porównanie sieci wodnej na mapie generała Chrzanowskiego z roku 1859 i operacyjnej mapie WIG (obie 1 : 300.000), znalazła między innymi, że długość rzek ulega zmianom i że na starszych materiałach jest większa. Uznała ona, że „potwierdzałoby to więc wielokrotnie notowane w terenie informacje ludności o skracaniu się biegów rzek (Por, Bystrzyca Południowa, Nędznica i inne)”. Jak wynika z omawianej pracy, Por, oprócz wahanja długości w górnym odcinku, wykazuje też zmiany w środkowym biegu, polegające na występowaniu przerw w ciągłości strumienia lub na ich zaniku.

Temat opracowany przez B. Szalkiewiczównę dla większego obszaru, zbiega się częściowo z tematem niniejszego szkicu, podjętego na marginesie pracy nad dorzeczem Poru. Materiały obserwacyjne, zebrane przez autorkę w ciągu kilku lat kartowania hydrograficznego, pozwoliły na przeprowadzenie dokładniejszej analizy stosunków hydrograficznych w dolinie Poru. Za podstawę analizy zmian w sieci wodnej posłużył materiał kartograficzny, sięgający końca XVIII wieku; jego uzupełnieniem były zachowane w aktach Ordynacji Zamojskiej dokumenty administracyjne oraz plany wsi (1, 7).

Krótką charakterystyka Poru przedstawia się jak następuje: Por jest to niewielka rzeka, długości około 60 km. Obejmuje dorzecze o pow. 594 km<sup>2</sup>, uchodzi do Wieprza na 263 km. Średni spadek wynosi 0,73‰. Górny bieg Poru na odcinku kilkunastu kilometrów mieści się w obrębie Roztocza Zachodniego (2). Rzeczka ma tu początkowo kierunek północno-zachodni, koło Woli Batorskiej skręca na wschód i dalej na południo-wschód. Spadek w górnym odcinku wynosi 1,8‰. Z wąskiej doliny o stromych zboczach Por wchodzi koło Targowiska w szeroką, płaską formę dolinną, nazwaną przez J a h n a Obniżeniem Turobińskim (3). Jest to zachodnia część Padolu Zamojskiego (2, 3). Obrzeżenie Padolu stanowi od południa Roztocze, od północy Wyniosłość Giełczewska (2). Roztocze zbudowane jest tutaj z twardych wapieni kredowych, typu opoki i gezy, przykrytych lessem. Padół Zamojski leży w strefie mało odpornych margli, podatnych na krasowienie. Kredową formę dolinną wypełniają osady lowcowe, jak piaski żwiry, gliny, wykazujące dużą miąższość w dolnym biegu rzeki. Wyniosłość Giełczewska opada ku Padolowi łagodnymi zboczami kredowymi, o niezbyt grubej pokrywie zwietrzeli. Z pod zboczy wypływają źródła w miejscowościach Tarnawka, Wysokie i Żabno, dając początek strugom. Dwie pierwsze z wymienionych strug zasilają Por powyżej Turobina. Doliny ich, jak i dolina Poru, są szerokie i bagniste. Przeprowadzanie melioracji i regulowanie rzeki sprawia z tego powodu, według opinii fachowców, dużo kłopotu, uniemożliwiając stosowanie przyjętych dla ogółu rzek norm pracy melioracyjnej.

Tutaj właśnie jest obszar o nieustalonych stosunkach wodnych. Przegląd map pozwala stwierdzić, jak w poszczególnych okresach czasu przedstawiała się sieć strumieni i ich połączenie. Na szkicu Poru (ryc. 1) zaznaczono czworobokami odcinki, które będą omawiane w pracy. Obszar pierwszy, to górny odcinek rzeki, wykazujący zmiany w jej długości. Obszar drugi obejmuje środkową część dorzecza między Targowiskiem a Turobinem, gdzie stwierdzono zmiany w biegu Poru i jego dopływów. Odcinek trzeci omówiono dla podkreślenia innych cech, o czym będzie mowa później.





Ryc. 1. Odcinki biegu Poru, opisane w pracy  
Parts of the course of the Por river to be described in the paper

Mapy użyte do analizy to: „Mappa szczegulna województwa Lubelskiego zarządzona... przez Karola de Perthées”, z roku 1786, w podziałce 1 : 226 000. Mapy Perthées’a (6) „nie były... poprzedzone triangulacją całego kraju, lecz oparte na pomiarach miejscowych, itinerariach i obserwacjach astronomicznych...”. Rysunek sieci wodnej podobny jest do rysunku na nowszych mapach tylko w ogólnych zarysach. Wykorzystano z niego tylko fragmenty wycinków.

Następną jest „Carte von West-Gallizien A. Mayera von Heldensfelda, z roku 1808”, w podziałce 1 : 172 800, „sporządzona... z geometrycznych rozmiarów za rządu austriackiego przedsięwziętych” (6, s. 118). Rysunek tu jest już o wiele dokładniejszy i dający się porównać z późniejszymi mapami.

Dalsza mapa, to Karta Topograficzna Królestwa Polskiego w podziałce 1 : 126 000, wydana w latach trzydziestych ubiegłego stulecia. Jest ona częściowo oparta na mapach austriackich i pruskich (6), czę-

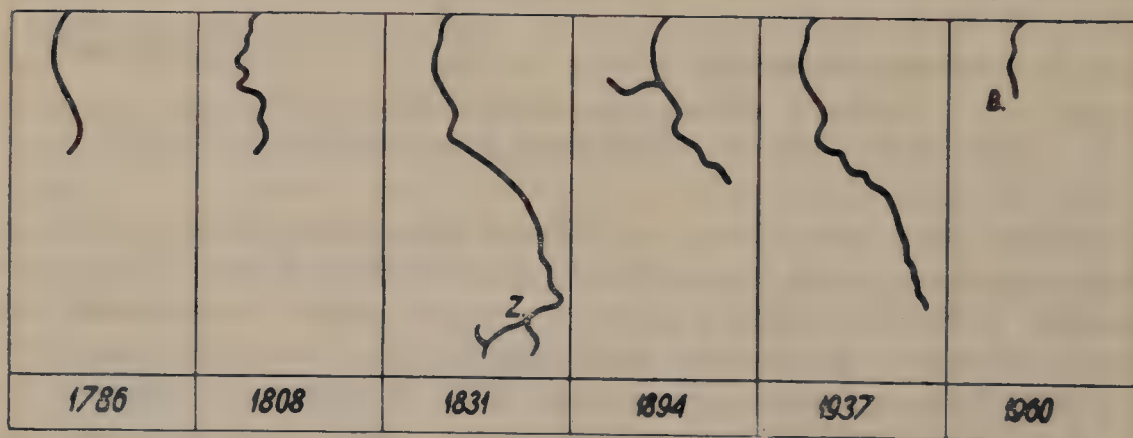
ściowo poprawiona dokładnymi pomiarami w terenie. Dzięki więc większej dokładności i przejrzystemu rysunkowi może służyć do porównań, jako materiał pewniejszy niż poprzednie mapy.

Czwarta mapa, to „Karte des westlichen Russlands”, w podziałce 1 : 100 000, będąca zmniejszeniem wydanej w roku 1894 w podziałce 1 : 84 000 mapy pod nazwą „Nowaja topograficzeskaja karta Zapadnoj Rossii” (5) mechanicznie zmniejszona, nie jest pozbawiona błędów, użyto jej jednak do analizy ze względu na odpowiednią podziałkę, gdyż szkic rzeki na wszystkich mapkach sprowadzono do podziałki 1 : 100 000.

Ostatnia z kolei mapa taktyczna WIG 1 : 100 000 (5) jest na terenie Lubelszczyzny udoskonaleniem i przeróbką „Karte des westlichen Russlands”. Wydana w tej samej podziałce jest dokładniejszą, a dzięki zastosowaniu kilku kolorów, czytelniejszą.

Przy omawianiu dolnego odcinka Poru posłużono się również Mapą Powiatu Zamojskiego.

Odcinek pierwszy, obejmujący górny bieg Poru, przedstawiony jest na rycinie 2 w sześciu szkicach, odnoszących się do kolejnych okresów czasu, w jakich były wydane mapy użyte do analizy. Jednakowa podziałka rysunków dostosowana jest do podziałki map WIG i „Karte des westlichen Russlands”.



Ryc. 2. Zarysy górnego Poru na mapach z poszczególnych lat  
Pictures of the upper Por on the maps dating from different times

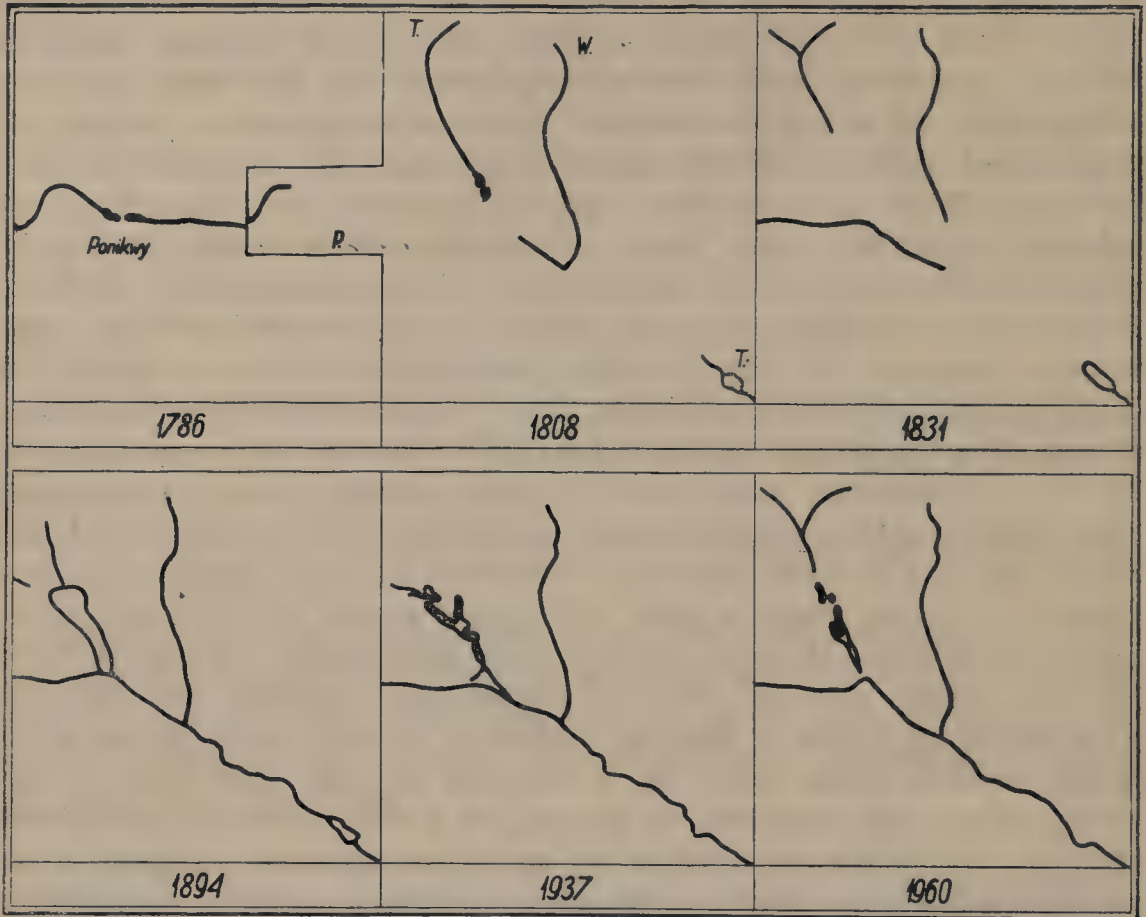
Jak widać z przeglądu poszczególnych szkiców, długość źródłowego odcinka Poru ulegała zmianom dwukierunkowym. Wahania sięgały na południe do wsi Zdziłowice, na północ — do Batorza. Jednakowy zasięg w latach 1786 i 1808 różni się od zasięgu w roku 1831 o około 8 km. Mapa Kwatermistrzostwa z roku 1831 przedstawia tu odcinek Poru w maksymalnej długości. Zachowana w Archiwum Państwowym

w Lublinie „Mappa dóbr klucza Batorskiego” (7a) z roku 1826 daje podobny obraz tej części strugi, różniący się jedynie brakiem bocznych krótkich dopływów. Szkic z roku 1894 ukazuje nam Por znów skrócony, z dopływem od strony wschodniej. Ponieważ dopływu tego nie ma na oryginalnej mapie 1 : 84 000, przedruk z roku 1914 wykazał tu błąd. Na mapie WIG z r. 1937 Por sięga do Zdziłowic, nie wkracza jednak tak daleko, jak na mapie Kwatermistrzostwa. Szósty szkic, oparty na obserwacjach terenowych, przedstawia rzeczkę jeszcze raz skróconą.

Przyczyna wahania długości strugi między dwoma wsiami może leżeć w zmianach w występowaniu i wydajności źródeł w pobliżu tych miejscowości. W Batorzu źródło bijące u stóp stromego, kredowego zbocza stanowi obecny początek Poru. W Zdziłowicach, według ustnej relacji miejscowego gospodarza, istniało źródło, które występowało i naprzemian ginęło. Ostatni okres jego czynności obejmował lata mniej więcej od 1914 do 1930, poprzedni zakończył się około roku 1900. Opracowanie terenowe mapy z roku 1937 mogło sięgać jeszcze czasu, kiedy źródło to działało. Mapa ta mogła jednak przedstawić wydłużoną rzekę także z innego powodu. Jak już wspomniano, obecnie Por wyraźnie zaczyna się od źródła w Batorzu. Jednakże po roztopach, czy po większych ulewach woda zbiera się w dawnym korycie rzeki powyżej Batorza, co stwarza złudzenie, że struga jest o wiele dłuższa. Wydłużenie rzeki na mapie Kwatermistrzostwa mogło być również związane z nawrotem działalności źródła w Zdziłowicach lub z okresem wzmożonych deszczów. Brak obserwacji meteorologicznych uniemożliwia jednak dokładne zbadanie warunków opadowych w tym okresie.

Odcinek drugi (ryc. 3) również przedstawiono w sześciu szkicach (w podziałce 1 : 100 000) odnoszących się do tych samych map, co szkice dla pierwszego odcinka. Z mapy Perthées'a z roku 1786 wzięto jednak tylko fragment, który powtarza się jedynie na szkicu z mapy Heldensfelda, w dalszych zaś jest opuszczony. Mapa Perthées'a, jak wspomniano, daje obraz sieci wodnej odbiegający od obrazu na mapach dokładniejszych, przypominając go jedynie w bardzo ogólnych zarysach. Stąd też nie nadaje się do porównywania. Można tylko stwierdzić, że pomimo nieco innego zarysu, Por na całej długości ma bieg ciągły. Jedyna zaś luka, i to nieduża, występuje około pięciu km powyżej Targowiska. Utworzone są tu w biegu rzeczki jakby dwa oddzielone od siebie stawki, prawdopodobnie mające podziemne połączenie, gdyż strumień płynie dalej na wschód. Tu więc woda „ponika” na małej przestrzeni i stąd zapewne pochodzi nazwa wsi Ponikwy, rozciągniętej tu wzdłuż Poru. Ten krasowy fragment, już bez luki, ale w formie wydłużonego stawku w biegu rzeki, można znaleźć na starych planach dóbr Ordynacji Zamojskiej, jak np. z r. 1827 (7b), 1830 (7c) i 1846 (7d).





Ryc. 3. Rysunek środkowej części Poru na mapach z poszczególnych lat  
 Pictures of the middle Por on the maps dating from different times

Szkic z roku 1808, z mapy Heldensfelda, przedstawia obraz zupełnie inny. Przerwy w biegu Poru sięgają już ponad 7 km, jak na przykład między Ponikwami a Biskupiem i ponad 4 km między Biskupiem a Turobinem. Dopływ z Tarnawki ginie w małych zbiornikach, nie łącząc się z Porem. Przed Turobinem utworzył się staw, przez zatamowanie groblą, o której wspominają dokumenty (1). Ze stawu wypływa dalsza część Poru. Ponieważ poniżej Turobina nie ma zakłóceń w biegu rzeki, szkice ograniczono tylko do tego punktu.

Następna mapa — „Karta Topograficzna Królestwa Polskiego” wykazuje nadal brak połączenia Poru i wypływów ze źródeł w Tarnawce i Wysokiem. Por górny kończy się koło Guzówki, przed Turobinem jest staw.

Obraz stosunków hydrograficznych w opisaney części dorzecza Poru, przedstawiony na „Mapie Topograficznej Królestwa Polskiego” jest zgodny z obrazem, jaki znajdujemy również w nielicznych źródłach

pisanych, dotyczących tego obszaru. Prócz wzmianki w „Hydrografii” W. Pola (8) o wypływanii Poru z jeziora koło Turobina, można znaleźć podobne dane w Aktach Ordynacji Zamojskiej (1) z XIX wieku, dotyczących grobli i mostów w Turobinie. Mianowicie po powodziach w latach 1830 i 1840 uszkodzenie grobli, tamującej odpływ z tego jeziora, a raczej stawu, stało się przedmiotem korespondencji między burmistrzem Turobina i Zarządem Ordynacji Zamojskiej. Dzięki temu dowiadujemy się, że (1) „na trakcie Kraśnickim znajduje się most na rzece starej Pur zwanej, biorącej początek od stawu, niebezpieczeństwem grożącej”, lub że (1) „...grobla wspomniana... łącznie z pasmem wzgórzów opasując staw... służy do utrzymania wody w tymże stawie...”. Różnica zdań co do strony obowiązanej do naprawienia grobli spowodowała powołanie się Zarządu Ordynacji na przywilej Zygmunta III z roku 1595, pozwalający Turobinianom pobieranie „grobelnego”, ale wzamian wymagający ich opieki nad całością grobli (z przywileju tego widzimy, jak długą historię ma „...grobla przez niemałe bagnisko wysypana, a most na środku jej wystawiony...”). W rezultacie korespondencji, która oparła się o Warszawę, „Zarządzający Naczelnie Komunikacjami Lądowymi i Wodnymi w Królestwie” uznał, że „...zachodzi potrzeba podwyższenia grobli około 2 łokci w całej jej długości a oraz i rozszerzenia stosownie do masy przepływającej wody...”.

Powtarzające się powodzie i konieczność podwyższenia grobli dowodzą zarówno możliwości jej osiadania, jak też zwiększania się zasobów wody. Niewiadomo tylko, kiedy ten wzrost doprowadził do całkowitego połączenia się strumieni i czy nastąpiło ono częściowo w sposób naturalny, czy tylko przy pomocy człowieka. Na wspomnianym planie (7d) z roku 1846 jest uwidoczniony kanał, który łączy wypływ ze stawku koło Ponikw z fragmentem Poru przed Biskupiem oraz z kanałem wychodzącym z bagna, na miejscu późniejszego rozlewiska. Nie wiadomo, jak przedstawia się dalszy ciąg Poru, gdyż plan sięga tylko do Biskupiego, w każdym razie prace melioracyjne już wówczas miały miejsce. Wezbrania stawu, nawet nie mającego wyraźnego połączenia z górnymi odcinkami strug, mogą świadczyć o tym, że oprócz pośredniej drogi przez błota, mogło istnieć połączenie podziemne. W pewnym stopniu można je przypisać stwierdzonemu i dzisiaj w studniach ruchowi podziemnemu wody w kierunku wschodnim, występującemu w utworach typu kurzawkowego. Połączenie mogło nastąpić również dzięki zjawiskom o charakterze krasowym. Dowodem istnienia zjawisk tego rodzaju mogą być, zauważone po wschodniej stronie dużego zbiornika w pobliżu Biskupiego, skalne szczeliny, w których znika woda, jak również silne źródła, występujące w dnie doliny Poru w pobliżu Turobina.

„Karte des westlichen Russlands” ukazuje już odcinek między Tarnawką i Turobinem w nowej postaci. Wspomniane strugi są połączone, w przedłużeniu wypływu ze źródeł w Tarnawce uformowane jest rozlewisko, pod Turobinem istnieje jeziorko, jako rozszerzenie w biegu Poru.

Na mapie WIG z roku 1937 nie zaznaczono strumyków ze źródeł w Tarnawce, a rozlewisko jest mniejsze. Wypływ z Wysokiego ustala się, nie wykazując już zmian, oczywiście poza zmianami wprowadzonymi przez meliorację, nie uwzględnionymi na szkicu. Jeziorko koło Turobina nie ma.

Ostatni szkic, oparty o najnowsze materiały kartograficzne i bezpośrednie badania terenowe znów stwierdza istnienie wypływu ze źródeł w Tarnawce, nie łączącego się jednak ze zbiornikiem wodnym w dalszej części doliny.

Widzimy więc, że każda z rozpatrywanych map przedstawia trochę inny obraz środkowego biegu Poru. W ciągu 174 lat co najmniej sześć razy występowały zmiany w połączeniu strug i w rozmiarach bagien i zbiorników wodnych. Nie należałoby wnioskować, że zmian tych nie było więcej. Bogatszy materiał kartograficzny, oparty na dokładniejszych pomiarach, prawdopodobnie dałby jeszcze bardziej urozmaicony przegląd. Właściwa interpretacja tych zmian powinna opierać się na analizie stosunków klimatycznych z tych okresów. Jest to jednak niemożliwe wobec braku materiałów obserwacyjnych. Można tylko ogólnie stwierdzić, że na występowanie zmian musiały mieć wpływ zarówno czynniki klimatyczne, decydujące np. o stopniu wydajności źródeł, jak też czynniki hydrogeologiczne, warunkujące występowanie i ruch wody w podłożu krasowym i w luźnych aluviach.

Obydwa opisane odcinki Poru stanowiły tereny wyraźnej zmienności stosunków hydrograficznych. Trzeci odcinek, obejmujący dolny bieg Poru, nie odznaczał się podobnymi cechami. Zauważone zmiany były nieznaczne, dotyczyły czasowego rozdzielenia się rzeki przy opływaniu wysepek wzniesionych ponad dno doliny, jak na przykład koło Zakłodzia, skrócenia meandrów, czy przesunięcia koryta. Inna cecha, jaką należałoby podkreślić, to stałość stosunków osadniczych w powiązaniu z warunkami hydrograficznymi. Na szkicu (ryc. 4) umieszczono tylko Por, bez jego dopływu — Gorajca i bez rowów melioracyjnych. Wyraźnie występują na nim obszary podmokłych łąk, do tej pory niezupełnie osuszonych, zaś na ich tle ostrogi dawnych meandrów, wkraczające w dolinę w postaci półwyspów. Na półwyspach i po ich przeciwnych brzegach umieszcili się osiedla ludzkie, od najdawniejszych czasów wykorzystujące bliskość zwożenia doliny i możliwość przejścia jej w bród. Osadnictwo to ma bardzo stare tradycje. Tu właśnie, w najdogodniejszym miejscu u nasady półwyspu najdalej wysuniętego w po-





Ryc. 4. 1 — osadnictwo w obszarze dolnego Poru na mapie z r. 1830, 2 — r. 1894, 3 — z map po r. 1945,  
 4 — linia oddzielająca obszar ze studniami w materiale polodowcowym od obszaru ze studniami w wa-  
 pieniu, poza doliną Poru  
 1 — settlements in the basin of the lower Por on the map from 1830, 2 — from 1894, 3 — from after 1945,  
 4 — the boundary line between the area of wells dug out in glacial material and the area of wells  
 in calcareous rock outside the valley

przek doliny, powstał w XI wieku opisany przez Z. Wartołowską (11) gród Sutiejsk, założony w miejscu dzisiejszej Sasiadki. W podobnych warunkach powstały późniejsze wsie jak Mokrelipie, Zakłodzie, Tworyczów, Sułów, Sułowiec. Położenie ich przypomina typem osad-

nictwo wczesno-holenderskie, skupiające się na suchych pagórkach wśród podmokłych obszarów.

Stosunki osadnicze na tym obszarze rozpatrywano tylko na mapach o większej podziałce, a więc nie wzięto pod uwagę map Perthées'a i Heldensfelda. Porównanie mapy Kwatermistrzostwa z „Karte des westlichen Russlands” wykazuje, że obraz osiedli z roku 1894 w małym tylko stopniu różni się od obrazu starszego o ponad 50 lat. Trzymano się ściśle pobliża rzeki. Powodem tego mogła być zarówno łatwość zaopatrywania się w wodę, jak też dostęp do obfitujących w siano łąk (9), czy wykorzystanie dogodnych przejść przez szeroką, podmokłą dolinę. Rzeka jednak nie mogła być jedynym źródłem wody pitnej. Rozległość i podmokłość doliny utrudniały dojście do niej, zwłaszcza z dalszych części wsi. Musiano korzystać ze studni, a studnie łatwiej jest łączyć w materiale luźnym, jak piaski, żwiry, czy gliny, niż w skałach wapiennych. Zasięg osadnictwa sprzed pierwszej wojny światowej całkowicie mieści się w zasięgu studni czerpiących wodę z utworów polodowcowych. W przybliżeniu zasięg ten wyznacza na ryc. 4 linia przerywana, poprowadzona po obu stronach doliny Poru. Dopiero osadnictwo pokomasacyjne wchodzi w tereny, gdzie konieczność zmuszała do kucia studni w twardych skałach.

Wyniki przeprowadzonych rozważań można podsumować następująco:

1. Rzeka Por, przepływając przez obszary o niejednakowych warunkach geologicznych i hydrogeologicznych, podlegała zmianom w długości i ciągłości strumienia oraz jego północnych dopływów.
2. Zmiany w długości występowały w górnym odcinku rzeki, zmiany w ciągłości miały miejsce w obszarze Obniżenia Turobińskiego.
3. Wpływ na zmiany w biegu rzeki mają źródła występujące na Roztoczu w górnym jej biegu oraz wypływające spod zboczy Wyniosłości Giełczewskiej w środkowym biegu.
4. W dolnym biegu Por zmieniał swą długość przez rozwój meandrów. Ostrogi wzniesione do kilku metrów nad podmokłe dno doliny stanowiły dogodne miejsce dla osadnictwa. W osadnictwie przedkomasacyjnym daje się zauważyć powiązanie zasięgu osiedli z zasięgiem utworów polodowcowych, wypełniających dolinę Poru. Powiązanie to tłumaczy się większą łatwością budowania studni w materiale luźnym, niż w skałach wapiennych.

Uzupełnieniem materiałów kartograficznych, użytych do badania zmian w biegu rzeki, są współczesne tym materiałom dokumenty i plany zachowane w archiwach.

## LITERATURA I MATERIAŁY ŹRÓDŁOWE

1. Akta Ordynacji Zamojskiej. Groble i mosty w Turobinie. 1825—1854, Wojewódzkie Archiwum Państwowe, Lublin.
2. Chałubińska A., Wilgat T.: Podział fizjograficzny województwa lubelskiego. Przewodnik V Zjazdu PTG, Lublin 1954.
3. Jahn A.: Wyżyna Lubelska. Prace Geograficzne, nr 7, Warszawa 1956.
4. Kolago C.: Archeologiczne ślady położenia zwierciadła wód gruntowych. Gospodarka Wodna, z. 2, 1964.
5. Lencewicz S.: Polska, Warszawa 1937.
6. Olszewicz B.: Polska kartografia wojskowa. Warszawa 1921.
7. Plany wsi Ordynacji Zamojskiej. Woj. Archiwum Państwowe, Lublin:
  - a) Mapa dóbr klucza Batorskiego, 1826.
  - b) Mapa regulacyjna części klucza Batorskiego mianowicie wsi Ponikw i Wólki Ponikiewskiej, 1827.
  - c) Odrys planu dóbr Ordynacji Zamojskiej folwarku i wsi Batorza... wsiów Wólki Batorskiej... Ponikwy i Wólki Ponikiewskiej..., 1830.
  - d) Plan granicy rozciągającej się... między Dobrami Targowiskiem i Zakrzowem z jednej strony a Dobrami do Ordynacji Zamojskiej należącemi z drugiej strony..., 1846.
8. Pol W.: Hydrografia. Dzieła prozą Wincentego Pola, t. I, cz. II, s. 221.
9. Słownik Geograficzny Królestwa Polskiego.
10. Szalkiewiczówna B.: Rysunek sieci wodnej na mapie generała Chrzanowskiego (próba oceny). Czasopismo Geograficzne, XXXV, z. 1, Wrocław 1964.
11. Wartołowska Z.: Gród Czerwieński Sutiejsk na pograniczu polsko-ruskim. Światowit, t. XXII, Warszawa 1958.
12. Wilgat T.: Problemy hydrograficzne Wyżyny Lubelskiej. Czasopismo Geograficzne, XXIX, 1958.

## РЕЗЮМЕ

Статья обсуждает исследования изменений, которые происходили в течении реки Пор. Карты лет 1786, 1808, 1894, 1937 показывают, что изменения касались как длины верхнего участка так и цельности среднего участка реки и ее притоков. Сходство карт с фактическим состоянием подтверждают современные документы и планы деревень. Самые новые гидрографические региональные исследования помогают выяснить причины возникновения изменений. Изменение продуктивности источников и их исчезание или появление их сызнова могло быть причиной изменений в длине верховьев реки. Аналогично меловый субстрат с характером карста в средней части долины Пора, заполненной свободным послеледниковым материалом, мог способствовать выступанию изменений в непрерывности потоков.



В отличие от верхнего и среднего течения реки самая нижняя её часть не проявляет значительных изменений. Вместо того отчетливо замечается зависимость между расположением селений и близостью источников снабжения водой, связанных с рекой и колодцами, сделанными в свободном материале (пески, гравий и т.п.). В новых селениях колодцы обычно возникали в известковых отложениях.

---

## SUMMARY

The paper deals with investigations of the changes occurring in the course of the Por river. The maps from the years 1876, 1808, 1831, 1894, 1937 show that the changes concerned both the length of the upper part and the continuity of the middle part of the river and its tributaries. The reliability of the maps is also confirmed by the contemporaneous documents and plans of villages. Recent hydrographical field investigations help to explain the cause of the changes. Variable abundance of the springs and their disappearance or reappearance might have caused the changes in the length of the upper part of the river. Cretaceous karst substratum of the middle part of the Por valley and the glacial loose material which fills the valley might have also caused the changes in the continuity of the streams.

In contrast with the upper and middle course of the river the lowest part of it does not show any considerable changes. But there is a significant interdependence between the situation of the villages and the proximity of water supplies, dependent on the river course and on the wells dug in the loose material (sands, gravels etc.). In recent settlements the wells are usually dug in calcareous rock.







ANNALES  
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA  
LUBLIN—POLONIA

VOL. XVI

SECTIO B

1961

1. J. Morawski: Charakterystyka mineralno-petrograficzna oraz morfometria piasków i żwirów z wybrzeża wyspy Wolin.  
A Mineralogic, Petrographic and Morphometric Characteristic of Sand and Gravels from Wolin Island.
2. J. Rzechowski: Młodozwartorzędowe osady doliny Bugu w okolicy Dubienki.  
Dépôts de Quaternaire récent de la vallée du Bug aux environs de Dubienka.
3. J. Trembaczowski: Przyczynki do metodyki badań granulometryczno-petrograficznych utworów morenowych.  
Contributions méthodiques aux études granulométriques et pétrographiques des dépôts morainiques.
4. A. Henkiel: Geomorfologia strefy europejskiego działu wodnego pomiędzy dorzeczami Sanu i Strwiąża.  
Geomorphologie de la zone de la ligne européenne de partage entre les bassins fluviaux de San et de Strwiąż.
5. R. Jedut: Metoda koncentracji w zastosowaniu do badania rozmieszczenia ludności na przykładzie Polski.  
Méthode de concentration appliquée aux examens de la dislocation de la population à l'exemple de la Pologne.
6. K. Warakomska: Materiał budowlany wsi w Polsce według stanu z 1957 r.  
Matériaux de construction dans les villages en Pologne selon leur état de 1957.
7. K. Modrzewska: Z badań nad stosunkami ludnościowymi półwyspu Hel.  
A Research on the Demographic Relations of the Hel Peninsula.
8. W. Warakomski: Częstotliwość występowania rodzajów chmur w Polsce w okresie 1950—1959.  
Fréquence d'apparition des genres de nuages en Pologne dans la période 1950—1959.
9. E. Michna: Pomiary parowania wzdłuż profili poprzecznych doliny Sanu (w okolicy Przemyśla) cz. I.  
Mesurages de l'évaporation le long des profils transversaux de la vallée de San (aux environs de Przemyśl) le partie.
10. J. Butrym i E. Michna: Parowanie z wolnej powierzchni wodnej w dolinie potoku Równia (Bieszczady Zachodnie). Część I.  
Evaporation from the Free Water Surface in the Valley of the Równia Stream (West Bieszczady). Part I.
11. K. Izdebski: Zbiorowiska leśne na Roztoczu Środkowym. Torfowiska.  
Forest Communities in Central Roztocze. Peat-Bogs.
12. M. Izdebska i T. Szynal: Badania geobotaniczne w rezerwacie leśnym Obroc na Roztoczu Środkowym.  
Geobotanical Investigations in the Forest Reserve of Obroc in Central Roztocze.



ANNALES  
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA  
LUBLIN — POLONIA

VOL. XVII

SECTIO B

1962

1. S. Uziak: Zagadnienie typologii niektórych gleb pyłowych Pogórza Karpackiego.  
Typology of some Silt Soils of the Carpathian Foothills.
2. E. Michna: Pomiary parowania wzdłuż profili poprzecznych doliny Sanu (w okolicy Przemyśla). Część II.  
Mesurages de l'évaporation le long des profils transversaux de la vallée de San (aux environs de Przemyśl). II-e partie.
3. J. Butrym, J. Cegła: Badania morfologii ziarn i struktury utworów klastycznych przy zastosowaniu profilów utrwalonych na taśmie przezroczystej.  
Application of Transparent Adhesive Tape in Analyses of Grain Morphology and Granulometric Analyses of Clastic Sediments.
4. A. Henkiel: Terasy doliny górnego Strwiąża.  
Terrasses de la vallée du haut Strwiąż.
5. K. Pękala: Osuwiska okolic Birczy i ich rola w kształtowaniu stoku.  
Éboulements aux environs de Bircza et leur rôle dans la formation de la pente.
6. A. Walczowski: Kras lessowy pasma Orłowińsko-Wygiełzowskiego.  
Karst loessique de la chaîne d'Orłówny et de Wygiełzów.
7. J. Rzechowski: Kras w okolicy Krępca koło Lublina.  
Les formations du Karst aux environs de Krępiec près de Lublin.
8. S. Nakonieczny: Utwory i morfologia holocenska doliny Żółkiewki.  
Les formes et la morphologie de l'Holocène dans la vallée de la Żółkiewka.
9. M. Janiszewski: Krainy termiczne Polski.  
Régions thermiques de la Pologne.
10. W. Zinkiewicz: Uśłonecznienie względne Polski.  
Relative Sunshine Duration in Poland.
11. W. Warakomski: Izonefy miesięczne Polski.  
Monthly Isonephys in Poland.
12. Z. Kruczko: Dni parne w Lublinie.  
Jours étouffants à Lublin (1951—1960).
13. M. Michałowski: Burze atmosferyczne w Lublinie.  
Atmospheric Storms in Lublin.
14. A. Zinkiewicz: Zmienność temperatury powietrza w woj. lubelskim.  
The Variability of the Temperature in the Lublin Voivodship.

Adresse:

**UNIwersytet Marii Curie-Skłodowskiej**

**BIURO WYDAWNICTW**

**LUBLIN**

**Plac Litewski 5**

**POLOGNE**





